

Berichte  
aus dem  
Institut für Meereskunde  
an der  
Christian-Albrechts-Universität

Nr. 198

Ein semi-statistisches Verfahren  
zur Fernerkundung von troposphärischen Wasserdampfprofilen  
über dem Ozean

von  
Dieter Wagner

17M-BER - Nr. 198

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden von

Institut für Meereskunde  
Abteilung Maritime Meteorologie  
Düsternbrooker Weg 20  
D 2300 Kiel 1

---

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-  
Naturwissenschaftlichen Fakultät der  
Christian-Albrechts-Universität Kiel  
als Dissertation angenommen.

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird ein semi-statistisches Verfahren entwickelt, das die Ableitung von Feuchteprofilen über dem Ozean aus der passiven Fernerkundung im Mikrowellenbereich zwischen 1 und 30 GHz gestattet. Der Algorithmus basiert auf den vertikalen empirischen Orthogonalfunktionen (EOF's) der spezifischen Feuchte, die unter Anwendung einer Hauptkomponentenanalyse von Radiosondendaten aus dem Zeitraum von April bis Oktober 1979 (FGGE-Jahr) für sieben verschiedene Gebiete im Bereich des Nordatlantiks berechnet wurden. Die ersten drei Eigenvektoren erklären bis zu 90 % der totalen Feuchtevariabilität. Der Nachweis der statistischen Signifikanz und Stabilität ermöglicht eine physikalische Interpretation der EOF's. Danach beschreibt die EOF erster Ordnung Änderungen des Gesamtwasserdampfgehaltes  $W$  und die EOF zweiter Ordnung aufgrund ihrer Nullstelle in Höhe der Grenzschichtinversion Änderungen des Wasserdampfverhältnisses  $W_G/W$ , wobei  $W_G$  den integrierten Wasserdampf innerhalb der Grenzschicht bezeichnet. Die EOF dritter Ordnung steht in Beziehung zur Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$ . Das entwickelte EOF-Modell nutzt diese Zusammenhänge, indem es zusammen mit den aus der Fernerkundung ableitbaren Parametern  $W$ ,  $W_G$  und  $T_s$  als Eingangsgrößen die Bestimmung der ersten drei Koeffizienten der EOF-Reihenentwicklung und damit eine näherungsweise Berechnung des Feuchteprofils erlaubt. Die Verifikation des Modells an Hand unabhängiger Meßdaten zeigt, daß mit einer Erhöhung des Approximationsgrades eine signifikante Fehlerreduktion in nahezu allen Schichten verbunden ist. Es wird die Sensitivität des Modells gegenüber den Meßfehlern der Eingangsparameter untersucht. Danach führt eine Approximation zweiten Grades nur dann zu einer Verbesserung, wenn die Meßfehler der Wasserdampfgehalte kleiner als  $1.0 \text{ kg/m}^2$  sind. Mit den zur Zeit erreichten Genauigkeiten ist nur eine Approximation ersten Grades sinnvoll. Bei Kenntnis der vertikalen Temperaturverteilung können die berechneten Feuchteprofile auf künstlich erzeugte Übersättigungen hin überprüft und diese mit Hilfe eines entwickelten iterativen Korrekturverfahrens unter der Bedingung der Erhaltung des Gesamtwasserdampfgehaltes

eliminiert werden. Das EOF-Modell wird auf Messungen des Radiometers SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) des polarumlaufenden Satelliten NIMBUS 7 angewendet und die fernerkundeten Feuchteprofile mit in-situ-Messungen verglichen. Der aus einer Approximation erster Ordnung der EOF-Reihe resultierende RMS-Fehler der spezifischen Feuchte beträgt im untersten Niveau 1.3 g/kg und maximal 1.5 g/kg im Bereich der mittleren Lage der Grenzschichtinversion bei 850 hPa. Die längs eines Überfluges berechneten dreidimensionalen Feuchtefelder demonstrieren die Fähigkeit des Verfahrens, markante Feuchtegradienten in Verbindung mit synoptischen Fronten und Feuchtemaxima im Bereich der inner-tropischen Konvergenzzone (ITCZ) zu erkennen.

Die Arbeit zeigt, daß die EOF's den häufig benutzten analytischen vertikalen Strukturfunktionen (Exponentenprofile) insbesondere innerhalb der maritimen Grenzschicht deutlich überlegen sind. Ferner trägt die vorgenommene Regionalisierung der beobachteten großen klimatologischen Feuchtevariabilität Rechnung. Aufgrund des geringen Bedarfs an Speicherplatz und Rechenzeit eignet sich die entwickelte Methode vor allem für die operationelle Anwendung.

## Abstract

A semi-statistical method to retrieve tropospheric humidity profiles over the ocean

A semi-statistical retrieval technique is presented to derive humidity profiles over the oceans from passive microwave measurements. The procedure is based upon the vertical empirical orthogonal functions (EOFs) of the specific humidity extracted from a large sample of radiosonde measurements over the North Atlantic Ocean during the period from April to October 1979 (FGGE-year). The North Atlantic is divided up into seven regions and the principal component analysis (PCA) is carried out for each region separately. The first three eigenvectors explain up to 90 % of the total variability within each region and it is shown that they are statistically significant and stable. The eigenvector of the first order describes variations of the total precipitable water  $W$ , while the second and the third EOFs are related to the ratio of the precipitable water of the planetary boundary layer to the total precipitable water  $W_G/W$  and the sea surface temperature  $T_s$ , respectively. This fact is used to develop a technique for the estimation of atmospheric moisture profiles assuming that  $W$ ,  $W_G$  and  $T_s$  can be retrieved from satellite observations. The verification of the method with independent data indicates that there is a significant improvement in describing the humidity profile if the degree of approximation of the model is increased. The sensitivity of the statistical model against the observation errors of the satellite retrieved input parameters is tested. It is shown that a second-order approximation of the EOF-model can only be applied, when the errors of  $W$  and  $W_G$  are lower than  $1.0 \text{ kg/m}^2$ . An iterative method is developed in order to correct the humidity profiles with regard to oversaturations on condition that the total precipitable water is conserved. A comparison of the SMMR (NIMBUS 7) derived humidity profiles using a first-order approximation with in-situ-measurements yields a retrieval accuracy of  $1.3 \text{ g/kg}$  in the surface layer and a maximum error of  $1.5 \text{ g/kg}$  at the mean position of the

inversion at 850 hPa. Case studies demonstrate the capability of the algorithm to resolve typical structures of the humidity field in conjuncture with synoptic scale disturbances and the inter-tropical convergence zone (ITCZ).

The study shows that the EOFs are superior to the frequently used analytical structure functions (e.g. "power-law") especially in the surface layer. The application of regional different EOFs takes into account the large climatic variability of the humidity field. Furthermore the computer storage and computation time requirements are much less than those of other methods. This is a great advantage in case of a possible operational application.

## Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung.....	1
2. Passive Fernerkundung im Mikrowellenbereich.....	5
3. Charakteristiken des maritimen Feuchtefeldes.....	8
4. Statistische Analyse von in-situ-Feuchtemessungen.....	12
4.1 Daten und ihre Aufbereitung.....	12
4.1.1 Meßfehler.....	14
4.1.2 Repräsentanz des Datenkollektivs.....	15
4.2 Vertikale Strukturfunktionen der spezifischen Feuchte..	16
4.2.1 Vorstellung einer analytischen Strukturfunktion.....	16
4.2.2 Empirische Orthogonalfunktionen (EOF's).....	18
4.2.2.1 Grundlegende Definitionen der Hauptkomponenten- analyse (PCA).....	19
4.2.2.2 Anwendung des PCA-Formalismus.....	24
4.2.2.3 Regionale Variabilität der Feuchte-EOF's.....	28
4.2.2.4 Stabilität und statistische Signifikanz der EOF's.....	33
4.2.2.5 Meteorologische Interpretation der EOF's.....	39
5. Semi-statistische Modelle zur Gewinnung von Feuchte- profilen.....	47
5.1 Das 'power-law'-Modell.....	47
5.2 Das EOF-Modell.....	48
5.3 Verifikation der Modelle auf der Basis unabhängiger Meßdaten.....	55
6. Sensitivität des EOF-Modells gegenüber den Meßfehlern der Eingangsparameter.....	58
7. Feuchtekorrektur bei Kenntnis des Temperaturprofils....	62

8.	Anwendung der Algorithmen auf Satellitendaten und Vergleich mit in-situ-Messungen.....	65
8.1	Daten des polarumlaufenden Satelliten NIMBUS 7.....	65
8.2	Das Problem der Vergleichbarkeit von Satellitendaten mit in-situ-Messungen.....	66
8.3	Feuchtefelder aus NIMBUS 7-Messungen - eine Fallstudie.....	71
9.	Schlußbetrachtungen.....	73
	Literaturverzeichnis.....	78
	Abbildungen.....	88
	Tabellen.....	110
	Danksagung.....	127



## 1. Einleitung

Der Wasserdampf kann trotz eines Anteils von nur 4 Volumenprozent als das meteorologisch wichtigste Gas der Atmosphäre bezeichnet werden. Er beeinflusst nicht nur den Strahlungshaushalt der Atmosphäre, sondern er spielt auch eine entscheidende Rolle bei vielen dynamischen Prozessen, wie zum Beispiel die Entwicklung und Aufrechterhaltung atmosphärischer Störungen, insbesondere in den tropischen Regionen (ITCZ, tropische Wirbelstürme). Seine Bedeutung wird dadurch erreicht, daß er in allen drei Aggregatzuständen vorkommt, als Gas, flüssiges Wasser und Eis. Als Wolkentropfen, in der kondensierten Form des Wasserdampfes, wirkt er regulierend auf das globale Klima.

Die Vermessung des globalen Feuchtefeldes erweist sich als ein schwieriges Problem. Dies liegt zum einen darin begründet, daß der Wasserdampfgehalt sich durch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität auszeichnet. Auf der anderen Seite erlaubt das zur Zeit existierende meteorologische Meßnetz vor allem über den Ozeanen nur eine unzureichende Erfassung des atmosphärischen Feuchtefeldes. Während in den mittleren und höheren Breiten Ozeanwetter- und Handelsschiffe einige Informationen über die aktuelle Wettersituation liefern, liegen große Areale der subtropischen und tropischen Ozeane völlig außerhalb direkter regelmäßiger Beobachtungen. Aufgrund der beträchtlichen räumlichen Distanzen zwischen den einzelnen Wetterschiffen können mesoskalige und synoptische Feuchtestrukturen nur in unbefriedigender Weise aufgelöst werden. Die Initialisierung hochauflösender numerischer Vorhersagemodelle setzt jedoch die Kenntnis der atmosphärischen Parameter in einer der Modellgitterweite vergleichbaren Auflösung voraus. Dies impliziert meteorologische Beobachtungen in einem horizontalen Abstand von 30 bis 50 km mit einer zeitlichen Auflösung von 1 bis 3 Stunden (Chedin et al., 1985). Da das konventionelle Beobachtungssystem diesen Forderungen nicht genügt, müssen neue Datenquellen erschlossen werden, die Feuchtefelder in dieser hohen räumlichen und zeitlichen Auflösung erfassen können. Polarumlaufende und geostationäre Satelliten bieten zur Zeit die

weitestgehenden Möglichkeiten hinsichtlich einer flächendeckenden Erfassung des dreidimensionalen Feuchtefeldes. Die üblichen Fernerkundungsverfahren basieren auf Messungen der emittierten Strahlung unterschiedlicher Wellenlängen im Zentrum und in den Flügeln starker Wasserdampfabsorptionslinien im infraroten Spektralbereich (z. B. Smith, 1983). Die Intensität der gemessenen Strahlung hängt von dem Vertikalprofil der Wasserdampfkonzentration und der Temperatur ab. Die Rückgewinnung von atmosphärischen Temperatur- und Feuchteprofilen aus den verschiedenen Strahldichtemessungen ist kein eindeutig lösbares Problem. Dies bedeutet, daß ein definierter Satz von Strahldichtemessungen durch mehrere Kombinationen von unterschiedlichen Temperatur- und Feuchteprofilen erzeugt werden kann. Die sogenannten "physikalischen" Verfahren ("physical retrieval") umgehen dieses Problem durch Iteration der Strahlungstransportgleichung und Annahme eines klimatologischen Feuchteprofils als Anfangsnäherung. Diese Verfahren sind i. a. sehr rechenintensiv. Darüberhinaus wird die Kenntnis des Temperaturprofils vorausgesetzt, welches seinerseits nur mit einer ungenügenden Genauigkeit abgeleitet werden kann. Weiterhin ist die Infrarotfernerkundung von Feuchteprofilen nur in wolkenfreien oder teilweise bewölkten Gebieten möglich. Aufgrund starker Absorption und Streuung an Wolkentropfen versagt sie gerade in meteorologisch aktiven Gebieten. Darunter sind die potentiellen Entstehungsgebiete der Störungen der mittleren Breiten und der Tropen zu verstehen, die, wie eingehende Analysen von Satellitenbildern bestätigen, durch die Anwesenheit kompakter frontaler oder hochreichender konvektiver Bewölkung charakterisiert sind. In Hinblick auf eine Verbesserung der Vorhersage der zeitlichen Entwicklung synoptischer Störungen ist eine flächendeckende Erfassung des dreidimensionalen Feuchtefeldes aber gerade in diesen Gebieten unerläßlich.

Als Alternative zur Fernerkundung im infraroten Spektralbereich bietet sich die Mikrowellenradiometrie im Bereich der schwachen Wasserdampfabsorptionslinie bei 22.235 GHz an mit dem Vorteil, daß hier nichtregnende Wolken weitgehend transparent sind. Haydu und Krishnamurti (1981) z. B. leiten globale Felder der spezifischen Feuchte über dem Ozean in vier verschiedenen Höhen aus Mikrowellen-

und Radiosondenmessungen her. Ein Nachteil ihrer Methode ist die Annahme einer analytischen Strukturfunction, die nur eine grobe Annäherung an aktuelle Feuchteprofile darstellt.

In dieser Arbeit wurde deswegen ein anderer Weg beschritten. Die Grundlage des entwickelten semi-statistischen Verfahrens ist die Zerlegung des atmosphärischen Feuchtefeldes in eine Reihe von vertikalen empirischen Orthogonalfunktionen (EOF's), die mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse aus der statistischen Kovarianzmatrix berechnet wurden. Es zeigt sich, daß die ersten Reihenglieder den überwiegenden Anteil der atmosphärischen Feuchtevariabilität erklären. Die Koeffizienten der EOF-Reihe, die sogenannten Hauptkomponenten, stehen in Beziehung zu meteorologischen Parametern. Passive Fernerkundung dieser Parameter ermöglicht damit indirekt die Bestimmung der Hauptkomponenten und eine Abschätzung des Feuchteprofils. Statistische Verfahren dieser Art besitzen gegenüber den "physikalischen" Methoden generell den Vorteil, daß ihre Anwendung weniger rechenzeitaufwendig ist. Dieser Aspekt ist von großer Bedeutung insbesondere hinsichtlich eines möglichen operationellen Einsatzes.

Ein ähnliches Verfahren wurde von Smith und Woolf (1976) zur Ableitung von Temperatur- und Feuchteprofilen aus Infrarot- und Mikrowellenmessungen in den Kanälen des "High-resolution Infra-Red Sounder" (HIRS) und des "Scanning Microwave Spectrometer" (SCAMS) auf dem NOAA-Satelliten NIMBUS 6 vorgeschlagen. Sie berechneten zusätzlich zu den Eigenfunktionen des Feuchtefeldes auch diejenigen der spektralen Strahldichtemessungen und setzten die jeweiligen Sätze von Hauptkomponenten mittels Standardregressionsverfahren miteinander in Beziehung. Die Untersuchungen von Lipton und Vonder Haar (1987) ergaben, daß das von Smith und Woolf entwickelte Verfahren mit Berücksichtigung der ersten drei dominanten Eigenfunktionen bereits optimale Ergebnisse liefert. Weitere Anwendungen der Eigenfunktionen wurden von Weinreb und Crosby (1977) im Rahmen "physikalischer" Fernerkundungsverfahren vorgeschlagen.

Im Anschluß an eine kurze Einführung in die Mikrowellenradiometrie folgt in Kap. 3 eine phänomenologische Beschreibung der Charak-

teristiken des maritimen Feuchtefeldes und insbesondere der in der maritimen Grenzschicht wirksamen physikalischen Prozesse. Als Voraussetzung für das in dieser Arbeit entwickelte Verfahren werden in Kap. 4 die aus einem umfangreichen Datenkollektiv berechneten vertikalen empirischen Orthogonalfunktionen der spezifischen Feuchte vorgestellt, ihre räumliche und zeitliche Variabilität diskutiert sowie ihre statistische Stabilität und Signifikanz überprüft. Besonderes Gewicht wird dabei auf die physikalische Interpretation der berechneten Feuchte-EOF's gelegt. In Kap. 5 wird das in dieser Arbeit entwickelte semi-statistische Modell zur Ableitung von Feuchtefeldern vorgestellt und eine Fehlerabschätzung auf der Basis unabhängiger Meßdaten vorgenommen. Kap. 6 untersucht die Sensitivität des Modells gegenüber den Meßfehlern der Eingangsparameter. Ein iteratives Verfahren zur Korrektur von Übersättigungen bei Kenntnis des Temperaturprofils wird in Kap. 7 vorgestellt. Schließlich wird das Modell in Kap. 8 auf gemessene Strahldichten des SMMR (NIMBUS 7) angewendet und die berechneten Feuchtefelder mit in-situ-Messungen verglichen.

## 2. Passive Fernerkundung im Mikrowellenbereich

Im Frequenzbereich zwischen 1 und 300 GHz gelten der Wasserdampf und der Sauerstoff als die bedeutendsten Absorber (Abb. 2.1). Die schwache Wasserdampfabsorptionslinie bei 22.235 GHz entsteht durch den Übergang des  $\text{H}_2\text{O}$ -Moleküls zwischen zwei verschiedenen Rotationszuständen. Um 35 GHz liegt ein sogenanntes spektrales Fenster vor, d. h. die Transmission ist dort relativ groß. Starke durch  $\text{O}_2$  hervorgerufene Absorptionslinien findet man um 60 und bei 118.75 GHz. Für Frequenzen größer als 120 GHz wird die Wasserdampfabsorption dominant mit einer starken Linie bei 183 GHz. Unter Berücksichtigung der im Mikrowellenbereich gültigen Rayleigh-Jeans-Approximation der Strahlungsemission ist die vom System Erde-Atmosphäre ausgehende und vom Satelliten gemessene Strahlung proportional zur Helligkeitstemperatur  $T_B$ . Diese setzt sich aus den folgenden drei Teilen zusammen:

1. Emission der Erdoberfläche in Richtung des Satelliten
2. Emission der Atmosphäre in Richtung des Satelliten
3. Reflexion der von der Atmosphäre nach unten emittierten Strahlung durch die Erdoberfläche in Richtung des Satelliten

Theoretische Untersuchungen zeigen, daß der atmosphärische Wasserdampf optimal im Bereich der schwachen Absorptionslinie bei 22.235 GHz sowie über dem Ozean fernerkundet werden kann (Grody, 1976). Dies liegt darin begründet, daß die Sensitivität der am Satelliten gemessenen Helligkeitstemperaturen gegenüber Änderungen der Wasserdampfkonzentration besonders groß bei einer hohen atmosphärischen Transmission bzw. bei einem geringen Emissionsvermögen der Erdoberfläche ist. Während die Emissivität für Landoberflächen und Vegetation in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte zwischen 0.8 und 0.95 schwankt, liegt sie für eine Wasseroberfläche in Abhängigkeit des Salzgehaltes, der Rauigkeit und der Schaum- und Eisbedeckung nur zwischen 0.4 und 0.5 (Nadir). Im Falle eines solchen "kalten" Hintergrundes kommt das Signal der Atmosphäre stärker zum Ausdruck als über Land. Dadurch nimmt die Güte der fernerkundeten atmo-

sphärischen Feuchteparameter zu, weshalb die Anwendung der Mikrowellenradiometrie hauptsächlich auf die Ozeane beschränkt ist.

Ein Vorteil der Mikrowellen gegenüber dem infraroten Spektralbereich ist die deutlich geringere Extinktion durch Wolkentropfen. Bei einem Flüssigwassergehalt einer Wolke von  $1.0 \text{ g/m}^3$  und einer vertikalen Erstreckung von 1 km beträgt die optische Dicke im Infraroten ( $\lambda = 11 \times 10^{-6} \text{ m}$ ) etwa  $1.26 \times 10^2$ , im Mikrowellenbereich ( $\lambda = 1.7 \times 10^{-2} \text{ m}$ ) dagegen nur  $7.6 \times 10^{-2}$ . Dieses Zahlenbeispiel verdeutlicht, daß Wolken im Zentimeterbereich nahezu transparent sind. Dies gilt jedoch nur für nichtregnende Wolken. Im Falle hochreichender konvektiver Wolken muß auch im Mikrowellenbereich die Streuung an Wolkentropfen berücksichtigt werden. Diesen Vorteilen der Mikrowellenradiometrie steht die geringere Energie und damit das geringere Antennenauflösungsvermögen an der Erdoberfläche gegenüber. Tab. 2.1 zeigt, daß das Auflösungsvermögen des Radiometers SMMR von 27 km bei 37 GHz auf 150 km bei 6.6 GHz abnimmt. Die Tabelle gibt darüberhinaus einen Überblick über die meteorologischen Parameter, die aus Kombinationen der vorhandenen Kanäle unter Anwendung verschiedener Algorithmen extrahiert werden können. Die Fernerkundung im Bereich der schwachen Absorptionslinie bei 22 GHz erlaubt aufgrund der hohen atmosphärischen Transmission die Bestimmung integraler hydrologischer Größen, wie z. B. des Gesamtwasserdampfgehaltes, des Gesamtflüssigwassergehaltes und der Regenrate (Staelin et al., 1976; Chang und Wilheit, 1979; Grody et al., 1980; Prabhakara et al., 1982; Gloersen et al., 1984). Simmer et al. (1989) haben gezeigt, daß eine Kombination von profilabhängigen und profilunabhängigen Kanälen zusätzlich Informationen über das Verhältnis des Wasserdampfes innerhalb der Grenzschicht zum Gesamtwasserdampfgehalt liefert.

Aussagen über die vertikale Verteilung der Feuchte konnten bisher nur indirekt unter Vorgabe zusätzlicher Zwangsbedingungen gewonnen werden. Eine direkte, aber grobe Bestimmung des Feuchteprofils ist durch Messungen im Bereich der starken Wasserdampflinie bei 183.3 GHz möglich (Rosenkranz et al., 1982). Dabei ist zu berücksichtigen, daß bei hohen Frequenzen die Transparenz von Wolken abnimmt und damit der große Vorteil der Fernerkundung im Mikro-

wellenbereich gegenüber der Infrarotradiometrie teilweise aufgegeben wird. Haydu und Krishnamurti (1981) kombinieren Strahlungsdichtemessungen bei 22.235 GHz und Radiosondendaten, um aktuelle Analysen der spezifischen Feuchte über dem Ozean in 850, 700 und 500 hPa zu erstellen. Grundlage ihrer Methode ist die Annahme einer analytischen vertikalen Strukturfunktion der spezifischen Feuchte  $q$  der folgenden Form:

$$(2.1) \quad q(p) = a \left[ e^{b p} - e^{b p_T} \right] ,$$

mit  $p_T$  als oberstem Druckniveau der Modellatmosphäre. Voraussetzung für die Bestimmung der unbekannten Koeffizienten  $a$  und  $b$  ist die Kenntnis des aus objektiven Analysen oder numerischen Vorhersagen bekannten Wertes der spezifischen Feuchte im untersten Druckniveau und des fernerkundeten Gesamtwasserdampfgehaltes. Gemäß Gl. (2.1) kann dann eine erste Näherung des Feuchteprofils berechnet werden. Diese Methode hat jedoch zwei entscheidende Nachteile:

- (1) In den großen datenarmen Regionen der Ozeane liegen kaum vertrauenswürdige Analysen der benötigten bodennahen spezifischen Feuchte vor.
- (2) Die gewählte analytische Strukturfunktion spiegelt lediglich die mittlere Feuchteverteilung wider und stellt für aktuelle atmosphärische Feuchteprofile nur eine grobe Näherung dar.

In dieser Arbeit soll daher ein anderer Weg beschritten werden. Statt analytischer Funktionen werden empirische Strukturfunktionen verwendet, welche die reale atmosphärische Feuchtevariabilität weitaus besser beschreiben. Bevor diese Funktionen in Kap. 4 diskutiert werden, sollen zunächst die Charakteristiken des maritimen Feuchtefeldes untersucht und die physikalischen Prozesse studiert werden, die für die Ausbildung spezieller vertikaler Feuchteverteilungen verantwortlich sind.

### 3. Charakteristiken des maritimen Feuchtefeldes

Die großräumige dreidimensionale Verteilung der Feuchte resultiert aus dem Wechselspiel verschiedener atmosphärischer Prozesse unterschiedlicher Größenordnung. Die räumliche Feuchteverteilung wird durch die der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre zugrundeliegenden großskaligen quasi-stationären Zirkulationsmuster bestimmt. Zum Beispiel findet innerhalb der Gebiete mit hochreichender Konvektion im Bereich der ITCZ ein vertikaler Feuchtetransport in die mittlere und hohe Troposphäre statt. Dagegen sorgt die großskalige Subsidenz im Bereich der subtropischen Antizyklonen für eine massive Austrocknung dieser Atmosphärenschichten. Die Feuchteverteilung der bodennahen Luftschichten wird durch den Untergrund, d. h. durch unterschiedlich temperierte Wassermassen der Ozeane, und durch kleinskalige Prozesse innerhalb der maritimen Grenzschicht modifiziert. Letztere ist definiert als diejenige atmosphärische Schicht, in der die Einflüsse der Meeresoberfläche auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse noch meßbar festgestellt werden können (z. B. Augstein, 1981). Die vertikale Feuchteverteilung über den Ozeanen ist somit das Ergebnis der Wechselwirkung zwischen der großskaligen Zirkulation und den turbulenten Prozessen innerhalb der planetaren Grenzschicht. Dieser Sachverhalt soll im folgenden theoretisch beleuchtet werden.

Die Bilanzgleichung für die spezifische Feuchte  $q$  lautet:

$$(3.1) \quad \frac{\partial}{\partial t} (\rho q) + \underline{v} \cdot (\rho q \underline{v}) = Q$$

$\underline{v}$  bezeichnet den Gradienten,  $\underline{v}$  den Windvektor und  $\rho$  die Luftdichte. Der erste Term auf der linken Seite von Gl. (3.1) beschreibt die lokal-zeitliche Änderung des Wasserdampfes, der zweite Term die Divergenz des Feuchteflusses  $\rho q \underline{v}$  und der Term auf der rechten Seite die Quellen und Senken des Wasserdampfes. Nach Anwendung des Turbulenzkonzepts von Reynolds mit entsprechender Mittelung über



das Turbulenzintervall und anschließender Aufspaltung des turbulenten Flußterms in einen konvektiven und nichtkonvektiven diffusiven Anteil ergibt sich die lokal-zeitliche Änderung der mittleren spezifischen Feuchte zu

$$(3.2) \quad \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = - (\bar{v}_h \cdot \nabla_h) \bar{q} - \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} - \nabla_h \cdot (\bar{v}_h' \bar{q}') - \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}' \bar{q}' + D \Delta \bar{q} + \frac{1}{\bar{\rho}} (H_a - P)$$

wobei  $\bar{q}$  die mittlere spezifische Feuchte,  $\bar{v}_h$  den mittleren horizontalen Windvektor,  $\bar{\omega}$  die mittlere Vertikalgeschwindigkeit im p-System,  $\bar{\rho}$  die mittlere Dichte und D den molekularen Diffusionskoeffizienten beschreibt. Die Größen  $q'$ ,  $v_h'$  und  $\omega'$  stellen die zeitlichen Abweichungen dar.  $\Delta$  gibt den Laplace-Operator an. Bei der Ableitung von Gl. (3.2) wurde von der Kontinuitätsgleichung und der Boussinesq-Approximation Gebrauch gemacht. Ferner wurden  $\bar{\rho}$  und D als konstant angenommen. Für die zeitliche Änderung der mittleren spezifischen Feuchte sind gemäß Gl. (3.2) folgende Prozesse verantwortlich:

- a) großskalige horizontale (vertikale) Feuchteadvektion,
- b) Divergenz der horizontalen (vertikalen) turbulenten Feuchteflüsse,
- c) molekulare Feuchtediffusion,
- d) Verdunstungsrate innerhalb der Troposphäre ( $H_a$ ),
- e) Kondensationsrate (P).

Abb. 3.1 zeigt schematisch die innerhalb der maritimen Grenzschicht wirksamen physikalischen Prozesse. Die Verdunstung an der Meeresoberfläche und die großskalige horizontale Feuchteadvektion stellen die wesentlichen Quellen des Wasserdampfes dar. Die erzeugte dynamische und thermische Turbulenz ist verantwortlich für den vertikalen Transport der Feuchte bis zur Grenzschichtinversion, die

eine Barriere für die turbulenten Feuchteflüsse darstellt. Der Prozeß der turbulenten Durchmischung sorgt dafür, daß sich die spezifische Feuchte innerhalb der maritimen Grenzschicht mit der Höhe kaum ändert. Die Höhe und die Intensität der Grenzschichtinversion hängen von der Balance zwischen der Turbulenz innerhalb der maritimen Grenzschicht und den großskaligen Transporten (Subsidenz) oberhalb der Inversion ab. Da mit der Subsidenz die Advektion von trockenen Luftmassen aus der mittleren und hohen Troposphäre verbunden ist, findet man innerhalb der Inversionsschicht meist eine kräftige Feuchteabnahme. Die konstante Feuchteverteilung innerhalb der Grenzschicht und die markanten Feuchtesprünge im Bereich der Inversion stellen somit Anomalien der mittleren exponentiellen Feuchteverteilung dar.

Es wird darauf hingewiesen, daß mit der in dieser Arbeit verwendeten Bezeichnung "Grenzschichtinversion" diejenige Inversion gemeint ist, die sowohl die dynamisch als auch die thermisch erzeugte Turbulenz nach oben hin begrenzt (z. B. Augstein, 1981). Über dem Ozean tritt sie mit großer Häufigkeit auf. Wie langjährige aerologische Beobachtungsreihen der atlantischen Wetterschiffe zeigen, ist im Jahresmittel bei über 60% der vorliegenden Sondierungen eine Grenzschichtinversion vorhanden (JASIN-Report, 1977). Darüberhinaus unterliegt die Höhe und die Intensität der Inversion großen regionalen und zeitlichen Schwankungen. In der Passatregion z. B. dominiert die dynamisch erzeugte Turbulenz. Hier liegt die Grenzschichtinversion sehr niedrig und ist durch eine große Intensität charakterisiert. In den Tropen überwiegt dagegen die thermisch erzeugte Turbulenz, was ein deutliches Ansteigen der Inversionshöhe zur Folge hat. In den mittleren Breiten ist die Variabilität der Inversionshöhe vor allem auf synoptische Prozesse zurückzuführen. Messungen zeigen, daß die Inversion bei Warmluftadvektion deutlich niedriger liegt als im Fall von Kaltluftadvektion. Bis jetzt wurde eine ungestörte Grenzschicht vorausgesetzt. Im Falle einer durch synoptische Fronten gestörten maritimen Grenzschicht wird man andere Feuchteverteilungen erwarten können. Im Bereich einer Warmfront z. B. schieben sich warme und feuchte Luftmassen in der mittleren und hohen Troposphäre über

bodennahe kalte und trockene Luftschichten. Umgekehrte Verhältnisse liegen im Bereich der Böenwalze einer Kaltfront vor. Die bisherigen Betrachtungen lassen vermuten, daß die vertikale Verteilung des Wasserdampfes entscheidend von der Höhe und Intensität der Inversion abhängt. Ausführliche Untersuchungen zur Grenzschichtinversion werden in dieser Arbeit in Kap. 4.2.2.5 vorgestellt.

Die in Abb. 3.2 dargestellten Feuchteprofile sollen ein Eindruck der realen Feuchtevariabilität vermitteln. Die Sondierungen wurden während des FGGE-Experimentes im Jahre 1979 aus Radiosondmessungen im Bereich des Nordatlantiks gewonnen. Die in den mittleren und höheren Breiten gemessenen Feuchteprofile (dick durchgezogen, strich-punktiert, punktiert) weisen in der Schicht zwischen 850 und 700 hPa markante Feuchtesprünge auf, die mit der Grenzschichtinversion in Verbindung stehen. Dagegen ist die Feuchte in den Tropen (dünn durchgezogen) vertikal gleichmäßiger verteilt. Hier ist die Inversion aufgrund der hochreichenden Konvektion entweder nicht vorhanden oder nur sehr schwach ausgeprägt. Das bei  $11.5^{\circ}\text{N}$  und  $23.2^{\circ}\text{W}$  gemessene Feuchteprofil (gestrichelt) ist ein Beispiel dafür, daß für einen Teil der beobachteten Feuchtefluktuationen auch Meßfehler verantwortlich gemacht werden müssen (siehe Kap. 4.1.1). Die Messungen lassen erkennen, daß die von Haydu und Krishnamurti (1981) angenommene exponentielle vertikale Feuchteverteilung im aktuellen Fall nicht mehr gerechtfertigt ist.

#### 4. Statistische Analyse von in-situ-Feuchtemessungen

Als Voraussetzung für das in dieser Arbeit entwickelte Verfahren zur Fernerkundung des dreidimensionalen maritimen Feuchtefeldes erfolgt in diesem Kapitel eine Beschreibung und Klassifikation der beobachteten Feuchteprofile mit Hilfe von analytischen und empirischen Funktionen.

##### 4.1 Daten und ihre Aufbereitung

Den statistischen Analysen liegt ein umfangreiches Kollektiv von etwa 2500 aerologischen Messungen (TEMPS) zugrunde, die im Zeitraum von April bis Oktober 1979 im Rahmen des FGGE-Experimentes über dem Nordatlantik gewonnen wurden. Abbildung 4.1 zeigt die geographischen Positionen sämtlicher während dieser Periode verfügbaren Beobachtungen. Der überwiegende Anteil der Radiosondenmessungen stammt von den Ozeanwetterschiffen C, K, L und M, eine große Zahl auch von Forschungsschiffen. Letztere sind i.a. an den geraden, teilweise senkrecht zueinander verlaufenden Fahrtrouten zu erkennen. Sämtliche Messungen wurden zu den synoptischen Terminen 0 und 12 Uhr UT durchgeführt. Die auf den Standarddruckniveaus und auf signifikanten Niveaus vorliegenden Messungen umfassen den atmosphärischen Druck, die geopotentielle Höhe, die Temperatur, die Taupunktdifferenz, sowie Windgeschwindigkeit und Windrichtung. Darüberhinaus standen auch synoptische Beobachtungen zur Verfügung. In 62 % aller Fälle wurden Ozeanoberflächentemperaturen gemeldet. Die für die statistischen Untersuchungen benötigte spezifische Feuchte wurde unter Anwendung der Magnus-Formel aus der Temperatur, der Taupunktdifferenz und dem atmosphärischen Druck gemäß folgender Beziehung berechnet (Möller, 1973):

$$(4.1) \quad q(p) = 0.622 \frac{E(T_d)}{(p - 0.378 E(T_d))} \approx 0.622 \frac{U E(T)}{p} ,$$

wobei  $q$  die spezifische Feuchte,  $E(T_d)$  den Sättigungsdampfdruck bei der Taupunkttemperatur  $T_d$ ,  $p$  den atmosphärischen Druck und  $U$  die relative Feuchte beschreibt. In einem nächsten Schritt wurden die im  $p$ -System vorliegenden Messungen in das  $\sigma$ -System transformiert entsprechend der Beziehung

$$(4.2) \quad \sigma = \frac{p - p_T}{p_0 - p_T} \quad \text{mit} \quad 0 \leq \sigma \leq 1$$

$p_0$  stellt das unterste und  $p_T$  das oberste Modellniveau dar. Für  $p_T$  wurde in dieser Arbeit 200 hPa gewählt, da die Wasserdampfkonzentration oberhalb dieses Niveaus i. a. vernachlässigbar gering ist. Die Darstellung der Feuchtemessungen im  $\sigma$ -System hat den praktischen Vorteil, daß die auf Schiffsdeckniveau (ca. 25 m) gemessenen Werte der spezifischen Feuchte durch das Niveau  $\sigma = 1.0$  Berücksichtigung finden. Die im  $p$ -System vorliegenden vertikal unregelmäßig verteilten Messungen werden auf äquidistante  $\sigma$ -Niveaus interpoliert. Als Abstand  $\Delta\sigma$  zwischen zwei Schichten wurde 0.05 ( $\Delta p \approx 40$  hPa) gewählt. Damit ergeben sich 21  $\sigma$ -Niveaus. Eine höhere vertikale Auflösung ist aufgrund der geringen vertikalen Datendichte nicht sinnvoll. Im Rahmen der Koordinatentransformation wurden nur Feuchteprofile mit einer ausreichenden vertikalen Auflösung berücksichtigt, d. h. Profile mit mindestens einem Meßwert innerhalb der Druckschichten 1000-850, 850-700, 700-500, 500-400 und 400-300 hPa. Ein Nachteil dieser Transformation ist, daß die durchgeführte lineare Interpolation in einzelnen Fällen zu einer Glättung des Feuchteprofils und damit zu einer Unterschätzung der Intensität von Feuchtefluktuationen führen kann. Die gewählte hohe vertikale Auflösung von 21 Niveaus sorgt jedoch dafür, daß die wichtigsten Feuchtestrukturen erfaßt werden. In den Fällen mit markanten Meßfehlern kann sich die durchgeführte Interpolation sogar vorteilhaft auswirken.

#### 4.1.1 Meßfehler

Die Messungen der Radiosondensensoren sind mit zufälligen und systematischen Fehlern behaftet. Für die von der Firma Vaisala entwickelten Sonden, die in der überwiegenden Anzahl der vorliegenden Radiosondenaufstiege benutzt wurden, beträgt die Meßungengenauigkeit des Temperatursensors im Temperaturbereich zwischen  $-90^{\circ}\text{C}$  und  $+55^{\circ}\text{C}$  etwa  $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ . Der Druck kann im Bereich zwischen 3 und 1060 hPa auf  $\pm 1.0$  hPa und die relative Feuchte im Bereich zwischen 0 und 100 % auf  $\pm 1.0$  % genau bestimmt werden (Vaisala, 1974).

Ein weiteres Problem besteht darin, daß die Sensoren mit einer bestimmten zeitlichen Verzögerung auf Temperatur- und Feuchteänderungen der Umgebung reagieren. Die Anpassung der Sensoren erfolgt nach einem exponentiellen Gesetz, dessen Konstanten von den Absolutbeträgen der Feuchte und Temperatur abhängen. Die Zeitverzögerung schwankt zwischen 10 Sekunden und 3 Minuten und ist am größten, wenn die Radiosonde aus warmer, trockener Luft in kalte und feuchte Luft aufsteigt. Geringere Verzögerungen beobachtet man, falls die Sonde aus einer Wolke oder einer feuchten Schicht in trockene Luft darüber aufsteigt. Die durch diesen Effekt verursachten systematischen Fehler betragen für die Temperatur etwa  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  und für die relative Feuchte  $\pm 5$  %. Der Meßfehler der spezifischen Feuchte ergibt sich aus der Anwendung der Gaußschen Fehleranalyse auf Gl. (4.1). Bei Annahme einer relativen Feuchte von 80 % schwankt der Fehler zwischen 0.2 g/kg bei  $0^{\circ}\text{C}$  und 1.3 g/kg bei  $30^{\circ}\text{C}$ .

Systematische Fehler anderer Art können in Anwesenheit von Wolken auftreten. Unmittelbar nach dem Passieren einer Wasserwolke kann der Feuchtesensor noch mit einem Wasserfilm benetzt sein. Obwohl die Umgebung bereits ungesättigt ist, zeigt der Feuchtesensor noch solange Sättigung an, bis das Wasser verdunstet ist. Im Falle einer Vereisung ist zusätzlich die Empfindlichkeit des Feuchtesensors gegenüber Feuchteänderungen stark reduziert. In beiden Fällen muß mit einer signifikanten Überschätzung der spezifischen Feuchte gerechnet werden. Eine Quantifizierung dieser Fehler wurde bisher noch nicht vorgenommen.

#### 4.1.2 Repräsentanz des Datenkollektivs

In Hinblick auf die Interpretation der Ergebnisse sollte sichergestellt werden, daß die nordatlantische atmosphärische Zirkulation und insbesondere das Feuchtefeld während der Untersuchungsperiode keine signifikanten Anomalien aufweisen. Dazu wurde eine Aufteilung des Nordatlantiks in  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ -Felder vorgenommen und für jedes dieser Felder die mittlere bodennahe spezifische Feuchte für den Untersuchungszeitraum berechnet (siehe Abb. 4.2). Minimale Werte von unter 4 g/kg findet man im Bereich des nördlichen Nordatlantiks zwischen Grönland und Island, maximale Werte bis zu 18 g/kg in der karibischen See. Erwähnenswert ist der kräftige Feuchtegradient im westlichen Nordatlantik nordöstlich der Sargassosee, der eine Folge des Zusammentreffens des warmen Golfstroms mit dem kälteren Wasser des Labradorstroms ist. Zonale Feuchteunterschiede existieren südlich von  $40^{\circ}\text{N}$  mit deutlich höheren Feuchtwerten im westlichen tropischen Nordatlantik.

Zum Vergleich mit klimatologischen Feldern wurde der Bunker Klimaatlas des Nordatlantiks (Isemer und Hasse, 1985) herangezogen, der auf 8 Millionen Schiffsbeobachtungen im Zeitraum von 1941 bis 1972 beruht. Als repräsentativ für den Sommerzeitraum wurde das langjährige Mittel des bodennahen Mischungsverhältnisses für den Monat Juli ausgewählt (siehe Abb. 4.3). Ein Vergleich der in den Abbildungen 4.2 und 4.3 dargestellten Feuchteverteilungen zeigt eine gute Übereinstimmung sowohl hinsichtlich der absoluten Feuchtwerte als auch hinsichtlich der großräumigen Feuchtestruktur. Dieser Befund kann als Indiz dafür bewertet werden, daß die hier benutzten Feuchtemessungen keine signifikanten Anomalien aufweisen. Es muß jedoch ausdrücklich darauf hingewiesen werden, daß diese Aussage nur für das mittlere bodennahe Feuchtefeld zutrifft. Über die Feuchtevariabilität kann noch keine Aussage gemacht werden.

## 4.2 Vertikale Strukturfunktionen der spezifischen Feuchte

### 4.2.1 Vorstellung einer analytischen Strukturfunktion

Aus der Literatur sind verschiedene analytische Funktionen zur Beschreibung der vertikalen Feuchteverteilung bekannt. Der am meisten verwendete Ansatz ist das sogenannte Exponentenprofil ("power-law")  $q/q_0 = (p/p_0)^\lambda$ , das bereits von verschiedenen Autoren (z. B. Smith, 1966) vorgeschlagen wurde. Mit Hilfe der Transformationsbeziehung Gl. (4.2) läßt sich die im p-System definierte analytische Funktion im  $\sigma$ -System wie folgt formulieren:

$$(4.3) \quad q(\sigma) = q_0 \left[ \frac{\sigma (p_0 - p_T) + p_T}{p_0} \right]^\lambda$$

$q_0$  beschreibt die bodennahe spezifische Feuchte bei  $\sigma = 1.0$ . Der Exponent  $\lambda$  ist ein Maß für die vertikale Verteilung der Feuchte; je größer  $\lambda$  ist desto stärker ist der Wasserdampf in der unteren Schicht konzentriert. Eine derartige analytische Funktion ist zur Beschreibung der mittleren vertikalen Feuchteverteilung geeignet, versagt aber bei aktuellen Profilen. Um dies zu zeigen, wurden auf der Basis der in Kap. 4.1 beschriebenen in-situ-Messungen mittlere Profile der spezifischen Feuchte berechnet. Die Mittelung erfolgte sowohl räumlich für unterschiedliche Regionen des Nordatlantiks (siehe Abb. 4.1) als auch zeitlich für den gesamten zur Verfügung stehenden Zeitraum von April bis Oktober 1979. Die Profile weisen große räumliche Unterschiede auf (Abb. 4.4). Die bodennahe Feuchte schwankt zwischen 5 g/kg im nördlichen Nordatlantik (Gebiet 1) und maximal 18 g/kg in den Tropen (Gebiet 7). Oberhalb von 200 hPa ist die Wasserdampfkonzentration vernachlässigbar gering. Zur Demonstration, daß die mittlere vertikale Wasserdampfverteilung überwiegend exponentieller Natur ist, wurde an jedes der in Abb. 4.4 dargestellten Feuchteprofile mit Hilfe der Methode der kleinsten Fehlerquadrate das Exponentenprofil Gl. (4.3) angepaßt. Die berechneten Modellparameter  $q_0$  und  $\lambda$  sind in Tab. 4.1 aufgeführt. Die



Exponenten  $\lambda$  weisen nur geringe regionale Unterschiede auf. Aus dem kleinsten Wert von 3.07 in Region 1 und dem größten von 3.49 in Region 4 läßt sich berechnen, daß in der Schicht zwischen Boden und 800 hPa 60 % bzw. 64 % des gesamten Wasserdampfgehaltes konzentriert ist. Als Gütemaß für die Profilanpassung wurden die über sämtliche Schichten gemittelten quadratischen Abweichungen (RMS) zwischen dem mittleren Feuchteprofil und dem "power-law" berechnet. Wie aus Tab. 4.1 zu ersehen ist, treten große RMS-Fehler nur in den tropischen Gebieten (5 und 7) auf. In den übrigen Regionen können die mittleren Feuchteprofile gut durch die analytische Strukturfunktion der Form Gl. (4.3) beschrieben werden. Die gleiche Prozedur wurde auch für alle individuellen Feuchtemessungen durchgeführt. Die für jedes Profil berechneten Werte des Exponenten  $\lambda$  und des zugehörigen RMS-Fehlers wurden anschließend innerhalb  $10^\circ \times 10^\circ$ -Gitterfelder gemittelt. Kleine Werte des mittleren Exponenten  $\lambda$  (Abb. 4.5) unter 3.0 findet man im Polarmeer nördlich von  $70^\circ$  N. Hier sorgt eine labil-geschichtete Atmosphäre für einen Transport des Wasserdampfes aus der Grenzschicht in höhere Schichten. Deutlich größere Werte liegen in den mittleren Breiten und den großräumigen Absinkgebieten der subtropischen Hochdruckzelle vor, mit einem relativen Maximum von 3.7 vor der nordwestafrikanischen Küste im Bereich des Nordostpassats. Dies ist ein Hinweis darauf, daß in diesen Regionen der überwiegende Anteil des Wasserdampfes in der unteren Troposphäre konzentriert ist. Ähnliche Werte für den Exponenten  $\lambda$  wurden auch von Smith (1966) auf der Basis der von London (1957) aufbereiteten nordhemisphärischen Radiosondendaten abgeleitet. Die aus der Profilanpassung resultierenden mittleren RMS-Fehler (Abb. 4.6) sind deutlich größer als diejenigen, die sich aus der Anpassung an die mittleren Profile ergeben (Tab. 4.1). Große Abweichungen der gemessenen Profile vom Exponentenprofil findet man im subtropischen Nordatlantik und in den Tropen. Die Feuchteprofile des nördlichen Nordatlantiks lassen sich dagegen relativ gut durch ein "power-law" beschreiben. Die Ergebnisse dieses Abschnitts zeigen, daß analytische Strukturfunktionen gut zur Beschreibung der mittleren vertikalen Feuchteverteilung angewendet werden können. Für individuelle Feuchte-

profile insbesondere in den subtropischen und tropischen Regionen sind sie jedoch kaum geeignet. Diese Problematik war ein wesentlicher Grund für die Benutzung von empirischen Funktionen, wie z. B. der vertikalen empirischen Orthogonalfunktionen (EOF's) der spezifischen Feuchte, die im folgenden Kapitel detailliert studiert werden sollen.

#### 4.2.2 Empirische Orthogonalfunktionen (EOF's)

Mit empirischen oder natürlichen orthogonalen Funktionen (Vektoren) sind solche mathematische Funktionen (Vektoren) gemeint, die nur auf der Basis statistischer Meßwerte berechnet werden. Sie stellen ein geeignetes Mittel dar, um die Raum- und Zeitabhängigkeit eines umfangreichen Datensatzes voneinander zu trennen. Die Analyse liefert räumliche Verteilungen der Variabilität einer physikalischen Größe in Form von orthogonalen Eigenvektoren einer Kovarianz- oder Korrelationsmatrix und gleichzeitig die zeitlichen Veränderungen in Form der zeitabhängigen unkorrelierten Koeffizienten, der sogenannten Hauptkomponenten. Das Produkt aus einer Komponente des Eigenvektors und einer Hauptkomponente an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit liefert das Vorzeichen und die Intensität der Anomalie der untersuchten Größe relativ zu ihrem Mittelwert. Die EOF's haben gegenüber analytischen orthogonalen Funktionen, wie z. B. den Tschebyscheff- oder Legendrefunktionen, mehrere Vorteile:

- (1) Die räumliche oder zeitliche Variabilität der beobachteten Meßgröße kann durch eine minimale Anzahl solcher Funktionen erklärt werden
- (2) Die EOF's können in einzelnen Fällen physikalische voneinander unabhängige Prozesse repräsentieren

Die erste Feststellung stammt von E. N. Lorenz (1956), der die zur Berechnung der EOF's entwickelte Hauptkomponentenanalyse oder "Principal Component Analysis (PCA)" in die meteorologische und

ozeanographische Forschung eingeführt hat. Diese Analyse kann als ein mathematisches Hilfsmittel betrachtet werden, um die teilweise unüberblickbare und komplexe Variabilität des atmosphärischen Klimas nach statistisch Wesentlichem zu ordnen und die den beobachteten Strukturen zugrundeliegenden physikalischen Prozesse zu analysieren. Die Hypothese, daß die empirischen Eigenvektoren in einzelnen Fällen physikalische Informationen enthalten können, wurde u. a. von Fraedrich und Dümmel (1983) bestätigt. Sie erkannten, daß in ihrem Beispiel die erste Eigenfunktion der vertikalen Geopotentialstruktur barotrope Prozesse, die zweite EOF barokline Prozesse beschreibt. Es muß betont werden, daß diese Hypothese nicht verallgemeinert werden kann. Ein Grund dafür ist die mathematische Zwangsbedingung der Orthogonalität, die für die meisten der zugrundeliegenden physikalischen Prozesse i. a. nicht erfüllt ist. Darüberhinaus können mit Hilfe dieser Analyse nur diejenigen physikalischen Prozesse erfaßt werden, die linear miteinander in Wechselwirkung stehen.

#### 4.2.2.1 Grundlegende Definitionen der Hauptkomponentenanalyse (PCA)

In Anlehnung an die mathematische Formulierung von Preisendorfer (1988) sollen in diesem Kapitel die Prinzipien und Gesetze der Hauptkomponentenanalyse an Hand eines einfachen zweidimensionalen Beispiels veranschaulicht werden.

Sind in zwei verschiedenen Höhen  $z_1$  und  $z_2$  langjährige Messungen eines meteorologischen Elementes, wie zum Beispiel der Feuchte, vorgenommen worden, dann liegt zu jedem Zeitpunkt  $t$  ein Meßpaar  $((x(t), y(t)): t = 1, \dots, M)$  vor, wobei  $x(t)$  den Meßwert in der Höhe  $z_1$  und  $y(t)$  denjenigen in der Höhe  $z_2$  beschreibt. Die Punktwolke der  $M$  Meßpaare ist in Abb. 4.7 dargestellt. In einem ersten Schritt erfolgt eine Transformation der Meßpaare vom ursprünglichen Koordinatensystem mit dem Ursprung  $(0,0)$  in ein zentriertes System mit dem Ursprung  $(\bar{x}, \bar{y})$  entsprechend der folgenden Beziehungen:

$$(4.4) \quad \begin{aligned} x'(t) &= x(t) - \bar{x} \\ y'(t) &= y(t) - \bar{y} \end{aligned}$$

wobei  $x'(t)$  und  $y'(t)$  die Abweichungen von den Mittelwerten  $\bar{x}$  bzw.  $\bar{y}$  darstellen. Zur Berechnung der Varianz der Datenpunkte um den Ursprung  $(\bar{x}, \bar{y})$  und längs einer zunächst beliebigen durch den Vektor  $e_1$  vorgegebenen Richtung wird das zentrierte System gegen den Uhrzeigersinn (im positiven Sinn) um den Winkel  $\theta$  gedreht. Die Koordinaten  $(x(t), y(t))$  eines beliebigen Punktes  $P$  sollen im neuen rotierten System mit  $(\xi(t), \eta(t))$  bezeichnet werden. Die geometrischen Beziehungen zwischen den alten und den neuen Koordinaten können der Abb. 4.7 entnommen werden:

$$(4.5) \quad \begin{aligned} \xi(\theta, t) &= x'(t) \cos\theta + y'(t) \sin\theta \\ \eta(\theta, t) &= -x'(t) \sin\theta + y'(t) \cos\theta \end{aligned} \quad 0 \leq \theta < 2\pi$$

Die Varianz  $s^2(\theta)$  der Daten längs der Richtung  $e_1$  kann wie folgt formuliert werden:

$$(4.6) \quad \begin{aligned} s^2(\theta) &= \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M \xi^2(\theta, t) \\ &= s_{xx} \cos^2\theta + 2 s_{xy} \sin\theta \cos\theta + s_{yy} \sin^2\theta \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{mit} \quad s_{xx} &= \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M x'^2(t) \\ s_{yy} &= \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M y'^2(t) \\ s_{xy} &= \frac{1}{M} \sum_{t=1}^M x'(t) y'(t) \end{aligned}$$

mit  $s_{xx}$ ,  $s_{yy}$  als die Varianzen und  $s_{xy}$  als die Kovarianz im ursprünglichen System. Das Ziel der Hauptkomponentenanalyse besteht nun in der Bestimmung desjenigen Koordinatensystems, in dem die

Varianz  $s^2(\theta)$  ein Minimum oder ein Maximum annimmt. Dies ist gleichbedeutend mit der Bedingung

$$(4.7) \quad \left. \frac{ds^2(\theta)}{d\theta} \right|_{\theta=\theta_m} = (s_{yy} - s_{xx}) \sin(2\theta_m) + 2s_{xy} \cos(2\theta_m) = 0$$

Der gesuchte Winkel  $\theta_m$ , um den das Koordinatensystem gedreht werden muß, läßt sich dann wie folgt berechnen:

$$(4.8) \quad \tan(2\theta_m) = \frac{2 s_{xy}}{s_{xx} - s_{yy}}$$

Die transzendente Gleichung (4.8) besitzt die zwei voneinander verschiedenen und eindeutig definierten Lösungen  $\theta_m$  und  $\theta_m + \pi/2$ . Aus der zweiten Ableitung der Varianz  $s^2(\theta)$

$$(4.9) \quad \left. \frac{d^2 s^2(\theta)}{d\theta^2} \right|_{\theta=\theta_m} = -4 s_{xy} \sin(2\theta_m)$$

wird ersichtlich, daß für den Fall  $0 \leq \theta_m \leq \pi/2$  der Winkel  $\theta_m$  das Maximum und  $\theta_m + \pi/2$  das Minimum der Varianz beschreibt. Die Richtungen des neuen rotierten Koordinatensystems sind durch die Vektoren  $\underline{e}_1$  und  $\underline{e}_2$  bestimmt:

$$(4.10) \quad \begin{aligned} \underline{e}_1 &= (\cos\theta_m, \sin\theta_m)^T \\ \underline{e}_2 &= (-\sin\theta_m, \cos\theta_m)^T \end{aligned}$$

Die Vektoren  $\underline{e}_1$  und  $\underline{e}_2$  sind normiert und orthogonal, d. h. es gilt

$$(4.11) \quad \underline{e}_i \cdot \underline{e}_j = \begin{cases} 1 & \text{für } i = j \\ 0 & \text{für } i \neq j \end{cases}$$

Die gesuchten Varianzen  $s_{11}$  und  $s_{22}$  im neuen Koordinatensystem lauten

$$(4.12) \quad \left. \begin{aligned} s_{11} &= s^2(\theta_m) \\ s_{22} &= s^2(\theta_m + \frac{\pi}{2}) \end{aligned} \right\} = \frac{1}{2} \left[ (s_{xx} + s_{yy}) \pm [(s_{xx} - s_{yy})^2 + 4 s_{xy}^2]^{1/2} \right]$$

Die Kovarianz  $s_{12}$  ist im rotierten System gleich Null. Dies bedeutet, daß in diesem Koordinatensystem die Datenwerte  $\xi(\theta, t)$  und  $\eta(\theta, t)$  unkorreliert sind. Es bleibt noch zu zeigen, daß die Vektoren  $\underline{e}_1$  und  $\underline{e}_2$  die gesuchten "empirischen orthogonalen Eigenvektoren" darstellen und die Varianzen  $s_{11}$  und  $s_{22}$  die zugehörigen Eigenwerte der statistischen Kovarianzmatrix

$$(4.13) \quad \underline{K} = \begin{bmatrix} s_{xx} & s_{xy} \\ s_{xy} & s_{yy} \end{bmatrix}$$

Dazu ist folgende Eigenwertgleichung zu beweisen:

$$(4.14) \quad \underline{K} \underline{e}_j = \alpha_j \underline{e}_j \quad \text{für } j = 1, 2$$

wobei  $\alpha_j$  der zum Eigenvektor  $\underline{e}_j$  zugehörige Eigenwert darstellt. Für  $j = 1$  gilt:

$$(4.15) \quad \begin{aligned} \underline{K} \underline{e}_1 &= \begin{bmatrix} s_{xx} & s_{xy} \\ s_{xy} & s_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\theta_m \\ \sin\theta_m \end{bmatrix} \\ &= \begin{bmatrix} s_{xx} \cos\theta_m + s_{xy} \sin\theta_m \\ s_{xy} \cos\theta_m + s_{yy} \sin\theta_m \end{bmatrix} = s_{11} \begin{bmatrix} \cos\theta_m \\ \sin\theta_m \end{bmatrix} = s_{11} \underline{e}_1 \end{aligned}$$

wobei zur Ableitung die folgenden gültigen Beziehungen zwischen den Varianzen und Kovarianzen im alten und neuen System benutzt wurden:

$$(4.16) \quad \begin{aligned} s_{xx} &= s_{11} \cos^2 \theta_m, & s_{yy} &= s_{11} \sin^2 \theta_m \\ s_{xy} &= s_{11} \sin \theta_m \cos \theta_m \end{aligned}$$

Der Beweis für  $j = 2$  verläuft analog. Die Eigenvektoren  $\underline{e}_1$  und  $\underline{e}_2$  bilden eine Basis des zweidimensionalen Datenraums. Damit kann jeder Datenvektor  $\underline{D}(t) = (x(t), y(t))^T$  exakt durch eine Linearkombination der orthonormalen Basisvektoren  $\underline{e}_1$  und  $\underline{e}_2$  repräsentiert werden:

$$(4.17) \quad \begin{aligned} \underline{D}(t) &= \xi(\theta_m, t) \underline{e}_1 + \eta(\theta_m, t) \underline{e}_2 \\ &= c_1(t) \underline{e}_1 + c_2(t) \underline{e}_2 \quad t = 1, \dots, M \end{aligned}$$

oder in Matrixform

$$(4.18) \quad \underline{D} = \underline{C} \underline{E}^T$$

Die Faktoren  $c_1(t)$  und  $c_2(t)$  werden als die Hauptkomponenten des Datenvektors  $\underline{D}(t)$  bezeichnet. Mit Gl. (4.17) wurde eine optimale Darstellung der Meßdaten gefunden. Die Auflösung von Gl. (4.18) nach dem Vektor  $\underline{C}$  liefert eine Berechnungsformel für die Hauptkomponenten :

$$(4.19) \quad \underline{C} = \underline{D} \underline{E}$$

$$\text{oder} \quad c_i(t) = \underline{D}(t) \cdot \underline{e}_i \quad i = 1, 2$$

Entsprechend Gl. (4.19) stellen die Hauptkomponenten  $c_i(t)$  die Projektionen des Endpunktes  $P$  des Datenvektors  $\underline{D}(t)$  auf die Eigenvektoren  $\underline{e}_i$  dar. Eine wichtige Eigenschaft der Hauptkomponentenanalyse ist, daß die Hauptkomponenten  $c_i(t)$  unkorreliert sind, d. h. es gilt:

$$(4.20) \quad \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M c_i(t) c_j(t) = \begin{cases} a_i & \text{für } i = j \\ 0 & \text{für } i \neq j \end{cases}$$

Wie gezeigt wurde, kann jede Abweichung eines Meßwerts vom statistischen Mittel durch eine endliche Reihe der Form Gl. (4.17) dargestellt werden, deren Glieder aus zwei Faktoren bestehen. Der erste Faktor hängt nur von dem untersuchten Einzelfall (die Zeit  $t$ ) ab und wird als Hauptkomponente bezeichnet. Der zweite Faktor, ein Vektor, hängt nur vom Ort (hier die Höhe) ab. Aufgrund ihrer Orthogonalität werden diese Vektoren als empirische Orthogonalvektoren bezeichnet. Die Darstellung der Meßdaten in der durch Gl. (4.17) beschriebenen Form ergibt sich aus der Bedingung, daß die Varianz der Meßdaten im statistischen und räumlichen Mittel minimal sein muß und wird mathematisch durch eine Hauptachsentransformation der statistischen Kovarianzmatrix realisiert. Die den Eigenvektoren zugeordneten Eigenwerte beschreiben die Varianz des betreffenden Reihengliedes im räumlichen Mittel.

#### 4.2.2.2 Anwendung des PCA-Formalismus

Die Grundlage für die in dieser Arbeit entwickelten Methode ist die Beschreibung der vertikalen Profile der spezifischen Feuchte  $q$  durch vertikale empirische Orthogonalfunktionen. Die Berechnung der EOF's wird anhand der aerologischen Messungen über dem Nordatlantik durchgeführt.

Die im letzten Kapitel für zwei Dimensionen abgeleiteten Gesetzmäßigkeiten der Hauptkomponentenanalyse werden nun auf  $N$ -dimensionale Datenräume übertragen. Zunächst ist der Datenvektor  $\underline{d}_i$  zu definieren. Er umfaßt die 21 auf äquidistante Signaniveaus interpolierten Werte der spezifischen Feuchte, die zu einem Zeitpunkt  $t$  an einem geographischen Ort  $\underline{r}$  vorliegen. Wie in Kap. 3 beschrieben, spielt die Wasseroberflächentemperatur  $T_s$  eine wichtige Rolle bei der Betrachtung der Energieflüsse zwischen dem Ozean und der Atmosphäre. Sie beeinflusst den vom Ozean in die



Atmosphäre gerichteten Fluß latenter Wärme, der eine wichtige Quelle des Wasserdampfes insbesondere in der planetaren Grenzschicht darstellt. Um diese Prozesse mitberücksichtigen zu können, wurde in den Datenvektor  $\underline{d}_i$  zusätzlich zum Feuchteprofil der Wert der spezifischen Sättigungsfeuchte  $q_s(T_s)$  in Abhängigkeit der Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  aufgenommen. Der Datenvektor  $\underline{d}_i$  besteht somit aus  $N = 22$  Komponenten:

$$(4.21) \quad \underline{d}_i = \underline{d}(t, \underline{r}) = (q_1, \dots, q_{21}, q_s(T_s)) \quad i = 1, \dots, M$$

$M$  beschreibt die Größe des Datenkollektivs. Unter der Voraussetzung, daß sämtliche Komponenten des Datenvektors voneinander unabhängig sind, beträgt die Anzahl der Freiheitsgrade des Problems  $N = 22$ . Definiert man nun den Vektor  $\underline{D}_i$  als Abweichung des Meßvektors  $\underline{d}_i$  vom statistischen Mittel  $\bar{\underline{d}}$ , so kann der Vektor  $\underline{D}_i$  analog zu Gl. (4.17) durch eine endliche Reihe der folgenden Form dargestellt werden:

$$(4.22) \quad \underline{D}(t, \underline{r}) = \underline{D}_i = \underline{d}_i - \bar{\underline{d}} = \sum_{k=1}^N c_{ki} \underline{P}_k \quad i = 1, \dots, M$$

Die Vektoren  $\underline{P}_k$  beschreiben die von der Zeit  $t$  und dem geographischen Ort  $\underline{r}$  unabhängigen vertikalen empirischen orthogonalen Eigenvektoren der Ordnung  $k$ . Die  $c_{ki} = c_k(t, \underline{r})$  bezeichnen die von den Variablen  $t$  und  $\underline{r}$  abhängigen Hauptkomponenten der Ordnung  $k$ . Die empirischen orthogonalen Eigenvektoren  $\underline{P}_k$  ergeben sich aus einer Hauptachsentransformation der statistischen Kovarianzmatrix  $\underline{K}$

$$(4.23) \quad \underline{K} \underline{P}_k = \alpha_k \underline{P}_k \quad k = 1, \dots, N$$

Die Elemente der Matrix  $\underline{K}$  sind wie folgt definiert

$$(4.24) \quad K_{lm} = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M D_{li} D_{mi} \quad \begin{matrix} l = 1, \dots, N \\ m = 1, \dots, N \end{matrix},$$

wobei die  $(D_{ji}, j = 1, \dots, N)$  die Komponenten des Vektors  $\underline{D}_i$  dar-

stellen, d.h. die Abweichungen der spezifischen Feuchte in jedem Niveau  $j$ . Die reelle und symmetrische  $(N \times N)$ -Matrix  $\underline{K}$  enthält die Mittelwerte des Produkts zwischen den Feuchteabweichungen im Niveau  $l$  und  $m$ . Die Lösbarkeit des Eigenwertproblems Gl. (4.23) basiert auf dem Fundamentalsatz der linearen Algebra, wonach jede reelle und symmetrische Matrix der Dimension  $N$  in eine Diagonalmatrix  $\underline{L}$  transformiert werden kann, deren  $N$  Diagonalelemente, die sogenannten Eigenwerte  $\alpha_k$ , reell und paarweise verschieden sind. Die praktische Durchführung der Hauptachsentransformation der Matrix  $\underline{K}$  erfolgte numerisch unter Anwendung des Jacobischen Iterationsverfahrens (Smith et al., 1976).

Wie oben beschrieben, stellen die Hauptkomponenten  $c_{ki}$  der Ordnung  $k$  die Projektionen der Datenvektoren  $\underline{D}_i$  auf die Eigenvektoren  $\underline{P}_k$  dar:

$$(4.25) \quad c_{ki} = \frac{1}{\alpha_k} \underline{D}_i \cdot \underline{P}_k \quad \begin{matrix} k = 1, \dots, N \\ i = 1, \dots, M \end{matrix}$$

Die  $c_{ki}$  sind unkorreliert und auf eins normiert, d.h. es gilt:

$$(4.26) \quad \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M c_{ki} c_{ni} = \begin{cases} 1 & \text{für } k = n \\ 0 & \text{für } k \neq n \end{cases}$$

Mit Hilfe dieser Konvention besitzen die empirischen orthogonalen Eigenvektoren  $\underline{P}_k$  die gleiche physikalische Dimension und Größenordnung wie die Meßvektoren  $\underline{d}_i$ , was ihre physikalische Interpretation erleichtert. Für die Eigenvektoren  $\underline{P}_k$  gilt somit:

$$(4.27) \quad \underline{P}_k \cdot \underline{P}_n = \begin{cases} \alpha_k & \text{für } k = n \\ 0 & \text{für } k \neq n \end{cases}$$

Der normierte Eigenwert  $V_k$  beschreibt den Beitrag der durch den Eigenvektor  $\underline{P}_k$  erklärten Varianz :

$$(4.28) \quad V_k = \frac{\alpha_k}{\text{Spur}(\underline{\underline{L}})} \quad k = 1, \dots, N$$

$$\text{mit} \quad \text{Spur}(\underline{\underline{L}}) = \sum_{j=1}^N \alpha_j \quad ,$$

wobei die Gesamtvarianz durch die Spur der Eigenwertmatrix  $\underline{\underline{L}}$  gegeben ist. Es ist sinnvoll, die Eigenwerte  $\alpha_k$  in absteigender numerischer Reihenfolge zu ordnen :

$$(4.29) \quad \alpha_1 \geq \dots \geq \alpha_k \geq \alpha_{k+1} \geq \dots \geq \alpha_N \geq 0$$

Diese Konvention garantiert, daß die ersten Reihenglieder der EOF-Entwicklung den größten Teil der Gesamtvarianz erklären. Ein Abbruch der EOF-Reihe in Gl. (4.22) nach der Ordnung  $n$  liefert die Teilreihe  $\underline{D}_{in}$ . Der daraus resultierende Approximationsfehler  $F_n$  kann wie folgt formuliert werden :

$$(4.30) \quad F_n = \left[ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \underline{f}_{in} \cdot \underline{f}_{in} \right]^{1/2}$$

$$\text{mit} \quad \underline{f}_{in} = \underline{D}_i - \underline{D}_{in} = \sum_{k=n+1}^N c_{ki} \underline{P}_k$$

Nach Fechner (1978) bewirkt das Hinzufügen eines Gliedes  $c_{ni} \underline{P}_n$  zur Teilreihe  $\underline{D}_{i,n-1}$  eine Verringerung des mittleren Fehlerquadrates  $F_{n-1}^2$  um den Eigenwert  $\alpha_n$ . Dies ist gleichbedeutend damit, daß das Fehlerquadrat im statistischen Mittel aus der Summe derjenigen Eigenwerte besteht, deren zugehörige Reihenglieder bei der Approximation nicht berücksichtigt werden. Mit Hilfe dieser Definition kann der mittlere Approximationsfehler  $F_n$  entsprechend folgender Rekursionsformel berechnet werden :

$$(4.31) \quad F_n = \left[ \sum_{k=n+1}^N \alpha_k \right]^{1/2} = \left[ F_{n-1}^2 - \alpha_n \right]^{1/2}$$

Die Hauptkomponentenanalyse wurde auf die nordatlantischen Feuchtebeobachtungen angewendet. Die Ergebnisse werden im folgenden Kapitel diskutiert.

#### 4.2.2.3 Regionale Variabilität der Feuchte-EOF's

Aufgrund der großen klimatologischen Variabilität wurde das nordatlantische Feuchtefeld in sieben Teilgebiete gegliedert. Die Art der Aufteilung (siehe Abb. 4.1) stellt einen Kompromiß dar zwischen dem Ziel, eine klimatologische Klassifikation der Feuchteprofile vorzunehmen, und der Forderung, möglichst umfangreiche Teilkollektive zu erzeugen, die statistisch abgesicherte Aussagen ermöglichen. Gebiet 1 repräsentiert die polaren Gebiete. Die gemäßigten Breiten werden durch die Gebiete 2 und 6, die Subtropen und der Passatbereich durch die Gebiete 3 bzw. 4 und die tropischen Regionen durch die Gebiete 5 und 7 erfaßt. Für die Gebiete 6 und 7 konnte aufgrund der geringen Datendichte im Bereich des westlichen Nordatlantiks keine weitere Unterteilung vorgenommen werden. Der Umfang der Datensätze (siehe Tab. 4.2) schwankt beträchtlich zwischen 68 Messungen in Gebiet 4 und 1095 in Gebiet 2.

Für jedes der Teilkollektive wurde eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt und die vertikalen EOF's der spezifischen Feuchte berechnet. Die Gesamtvarianzen (Tab. 4.2) weisen erhebliche regionale Unterschiede auf. Besondere Aufmerksamkeit gilt dem westlichen Nordatlantik zwischen 30° und 60°N (Gebiet 6). Für die in diesem Gebiet beobachtete überdurchschnittlich hohe Feuchtevariabilität müssen, wie bereits in Kap. 4.1.2 beschrieben, die besonderen ozeanographischen Bedingungen verantwortlich gemacht werden.

Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse sind in Tab. 4.3 wiedergegeben: die Eigenwerte  $\alpha_k$  (2. Spalte), die normierten Eigenwerte (erklärte Varianz)  $V_k$  (3. Spalte), die kumulativen normierten Eigenwerte  $R_k$  (4. Spalte) und die Approximationsfehler  $F_n$  (5. Spalte) der ersten fünf Ordnungen. Die Eigenwerte weisen im Vergleich zu den Gesamtvarianzen ähnlich große regionale Unterschiede auf. Von großer Bedeutung in Hinblick auf die weiteren Untersuchungen ist der Befund, daß die normierten Eigenwerte  $V_k$  mit zunehmender Ordnung  $k$  ziemlich schnell abfallen und daß die Eigenvektoren  $\underline{P}_1$ ,  $\underline{P}_2$  und  $\underline{P}_3$  in Abhängigkeit von der Region zusammen zwischen 81 und 95 % der Gesamtvarianz erklären. Die vertikale EOF erster Ordnung  $\underline{P}_1$  ist mit einer erklärten Varianz zwischen 60 und 80 % eindeutig als dominant zu bezeichnen. Die EOF zweiter Ordnung  $\underline{P}_2$  spielt mit Werten zwischen 8 % in Gebiet 6 und 15 % in Gebiet 3 scheinbar eine untergeordnete Rolle. Wie jedoch später gezeigt werden soll, ist auch diese Funktion von fundamentaler Bedeutung hinsichtlich der Erklärung der vertikalen Feuchteverteilung.

Die Eigenvektoren  $\underline{P}_k$  der Ordnung  $k$  bestehen aus  $N = 22$  Komponenten, wobei die ersten 21 gemäß der Definition des Datenvektors Gl. (4.21) den gesuchten vertikalen Eigenvektor der spezifischen Feuchte angeben, der im folgenden mit  $(Q_{jk}, j = 1, \dots, 21)$  bezeichnet werden soll. Die 22. Komponente von  $\underline{P}_k$  enthält die EOF der spezifischen Sättigungsfeuchte bei der Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  und wird mit  $Q_{sk}$  beschrieben. Die für sämtliche Gebiete berechneten vertikalen EOF's der spezifischen Feuchte  $Q_k$  der ersten drei Ordnungen sind in den Abbildungen 4.8 b-d dargestellt. Die  $Q_{sk}$  sind in den letzten drei Zeilen von Tab. 4.6 aufgeführt. Ein Vergleich der EOF's unterschiedlicher Ordnungen zeigt, daß die dominanten Eigenvektoren  $Q_1$  keine Nullstelle aufweisen, die EOF's zweiter Ordnung  $Q_2$  überwiegend durch einen Vorzeichenwechsel in der mittleren Troposphäre gekennzeichnet sind und diejenigen dritter Ordnung  $Q_3$  außer in Gebiet 4 zwei Nullstellen besitzen. Diese Eigenschaft der Eigenvektoren, auf deren Bedeutung später noch eingegangen werden soll, folgt nicht notwendig aus der Hauptkomponentenanalyse, da die Sortierung nach der erklärten Varianz vorgenommen wurde. Sie ist offenbar ein Charakteristikum des

Feuchtefeldes. Weiterhin ist zu erkennen, daß insbesondere der Eigenvektor  $Q_1$  großen regionalen Änderungen unterliegt. Die Abweichungen in den bodennahen Schichten sind in den tropischen und polaren Regionen am geringsten. Maximale Werte liegen in Gebiet 6 vor, das einen größeren klimatologischen Bereich umfaßt als die anderen Gebiete. Bei näherer Analyse von  $Q_1$  fällt ein charakteristisches Maximum in der Schicht zwischen 900 und 800 hPa auf, das in den subtropischen und tropischen Regionen besonders stark ausgeprägt ist und wahrscheinlich mit der Grenzschichtinversion in Verbindung steht. Diese Hypothese wird gestützt durch einen Vergleich der  $Q_1$  mit den Vertikalprofilen der Streuung (Abb. 4.8 a). Die beobachteten Maxima der Streuung deuten auf die Existenz der Inversion hin, die i. a. durch starke Feuchtefluktuationen charakterisiert ist und bedingt durch synoptische und konvektive Prozesse zudem großen vertikalen Schwankungen unterliegt. Wie aus einem Vergleich der Abbildungen 4.8 a und b zu erkennen ist, stimmen die Höhe und Intensität der Maxima von  $Q_1$  mit denjenigen der vertikalen Verteilung der Streuung überein. Die Ähnlichkeit zwischen den  $Q_1$ - und den Varianzprofilen unterstreicht die Dominanz der EOF erster Ordnung. Wie aus Abb. 4.8 b weiterhin ersichtlich ist, steigt die Höhe des Maximums von 980 hPa in den mittleren Breiten auf 820 hPa in den tropischen Regionen an. Theoretische Rechnungen mit Hilfe eines Grenzschichtmodells (Kraus und Schaller, 1977) zeigen, daß höhere Wassertemperaturen und geringere Massendivergenzen innerhalb der planetaren Grenzschicht zu einem Ansteigen der Inversion führen. Beobachtungen weisen darauf hin, daß diese Bedingungen vor allem in der Übergangszone zwischen der Passatregion und der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) vorliegen (Augstein, 1981).

In Anwesenheit einer synoptischen Front oder einer gut ausgeprägten Grenzschichtinversion können Feuchteabweichungen auftreten, die mit der EOF erster Ordnung alleine nicht erklärt werden können. Vor einer langsam ansteigenden Warmfront wird warme und feuchte Luft oberhalb der Front von kalter und trockener Luft darunter getrennt. Umgekehrte Verhältnisse liegen im Fall einer ungestörten Grenzschicht vor, wobei die Inversion die gut durchmischte kühle und

feuchte Grenzschicht von den relativ wärmeren und trockeneren Schichten darüber trennt. Diese Bedingungen können nur durch eine vertikale Strukturfunktion beschrieben werden, die gegenläufige Feuchteänderungen in der Schicht unterhalb und oberhalb der Front bzw. der Inversion erfaßt. Ein Vergleich der Eigenvektoren verschiedener Ordnungen zeigt, daß diese Bedingung für die EOF zweiter Ordnung  $Q_2$  (Abb. 4.8 c) erfüllt ist. Bei einer genaueren Analyse der Abbildungen 4.8 b und c fällt auf, daß die vertikale Position der Nullstelle zwischen 10 und 120 hPa oberhalb der Position des Maximums von  $Q_1$  liegt und ähnliche regionale Unterschiede aufweist. Dieser Befund zeigt, daß die Nullstelle der EOF zweiter Ordnung ein weiterer Indikator für die mittlere Lage der Grenzschichtinversion ist.

Die EOF dritter Ordnung  $Q_3$  (Abb. 4.8 d) erklärt in Abhängigkeit von der Region nur noch zwischen 5 und 8 % der gesamten Feuchtevariabilität. Im Unterschied zur EOF zweiter Ordnung beschreibt diese Funktion positive Korrelationen zwischen den bodennahen Feuchteänderungen und denjenigen oberhalb 700 hPa. Maximale Feuchteanomalien treten in der unteren Troposphäre zwischen 900 und 750 hPa im Bereich der mittleren Position der Grenzschichtinversion auf. Dabei steigt die vertikale Position des Maximums von den subtropischen Gebieten zu den Tropen hin deutlich an. Die größte Intensität der Feuchteänderungen findet man erwartungsgemäß in den subtropischen Gebieten 4 und 6. Wie in Kap. 4.2.2.5 gezeigt wird, erklärt diese Funktion insbesondere die mit kräftigen Inversionen einhergehenden Feuchteänderungen.

Die oben festgestellten Unterschiede zwischen den Eigenvektoren verschiedener Klimagebiete sollen nun quantifiziert werden. Sind  $\underline{p}_i$  und  $\underline{p}_j$  die Eigenvektoren im Gebiet i bzw. j, so können folgende Vergleichsmaße definiert werden:

$$(4.32) \quad B_{ij} = ||\underline{p}_i|| - ||\underline{p}_j|| = \sqrt{a_i} - \sqrt{a_j}$$

$$(4.33) \quad \cos \beta_{ij} = \frac{\underline{p}_i \cdot \underline{p}_j}{||\underline{p}_i|| ||\underline{p}_j||} = \frac{1}{\sqrt{a_i a_j}} \sum_{l=1}^N p_{il} p_{jl}$$

$$(4.34) \quad L_{ij} = || \underline{P}_i - \underline{P}_j || = \left[ a_i - 2 \sqrt{a_i a_j} \cos \beta_{ij} + a_j \right]^{1/2}$$

mit  $(i, j = 1, \dots, 7)$  für  $i < j$ .  $||\underline{P}_i||$  stellt die Norm oder den Betrag des Eigenvektors  $\underline{P}_i$  dar. Bei der Herleitung dieser Größen wurde von Gl. (4.27) Gebrauch gemacht, wonach der Betrag des Eigenvektors gleich der Wurzel aus dem zugehörigen Eigenwert ist.  $B_{ij}$  gibt die Differenz zwischen den Beträgen der Eigenvektoren  $\underline{P}_i$  und  $\underline{P}_j$  und  $\beta_{ij}$  den Winkel zwischen ihnen an. Die Größe  $L_{ij}$  beschreibt die Norm des Differenzvektors zwischen den beiden Eigenvektoren. Große Unterschiede zwischen den Beträgen der Eigenvektoren existieren insbesondere zwischen dem Gebiet 6 und den übrigen Regionen bei allen drei Ordnungen (Tab. 4.4, 1. Spalte). Dies zeigt noch einmal die überdurchschnittlich hohe Feuchtevariabilität in der Golfstromregion (Gebiet 6). Der Winkel  $\beta_{ij}$  ist ein Maß für Unterschiede in der vertikalen Struktur der Eigenvektoren. Im Falle der Orthogonalität der Vektoren beträgt er  $90^\circ$ . Wie der Tab. 4.4 (2. Spalte) entnommen werden kann, unterscheiden sich die Vertikalprofile der Eigenvektoren erster, zweiter und dritter Ordnung der Gebiete 2 und 3 nur geringfügig. Große Unterschiede in der Vertikalstruktur der EOF's liegen dagegen zwischen den gemäßigten sowie den subtropischen Regionen (2, 3 und 6) und den tropischen Gebieten (5 und 7) bei allen drei Ordnungen vor. Bemerkenswert ist dabei die bei höheren Ordnungen ( $k = 2, 3$ ) beobachtete Zunahme der Differenzen. Für die Gebiete 4 und 7 zum Beispiel nimmt der Winkel von  $31^\circ$  bei der ersten Ordnung über  $49^\circ$  bei  $k = 2$  auf  $86^\circ$  bei der dritten Ordnung zu. Dies ist ein Hinweis darauf, daß für obigen Befund u. a. die klimatologische Variation der Inversionshöhe verantwortlich gemacht werden muß, da die Inversion, wie in Kap. 4.2.2.5 gezeigt wird, im wesentlichen durch die höheren Ordnungen beschrieben wird.

Die Ergebnisse zeigen folglich, daß das Feuchtefeld großen regionalen Schwankungen unterliegt. Dies rechtfertigt die vorgenommene Regionalisierung.



#### 4.2.2.4 Stabilität und statistische Signifikanz der EOF's

Von großer Bedeutung in Hinblick auf die praktische Anwendung der oben diskutierten EOF's ist die Frage, inwieweit die gewonnenen Erkenntnisse über die Eigenschaften der vertikalen EOF's verallgemeinert und physikalisch interpretiert werden können. Dazu ist es notwendig, die Stabilität der "Stichproben-EOF's" und ihre statistische Signifikanz zu untersuchen.

Zunächst soll ein einfacher Stabilitätstest durchgeführt werden. Dazu wurde der für jedes Gebiet vorliegende Datensatz in zwei gleich große Teilkollektive zerlegt, wobei die Zuordnung der Daten rein zufällig erfolgte. Für jedes dieser Kollektive wurde eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Die Eigenvektoren des Gesamtdatensatzes gelten als statistisch stabil, falls zwischen ihnen und den EOF's der Teilkollektive keine signifikanten Unterschiede existieren. Da es sich bei den Eigenwerten um Varianzen handelt, erscheint es zweckmäßig, die Unterschiede auf der Basis des varianzorientierten F-Test zu untersuchen. Dabei ist  $\hat{F}$  wie folgt definiert:

$$(4.35) \quad \hat{F} = \frac{\alpha_x}{\alpha_y} \quad \text{mit} \quad \alpha_x > \alpha_y$$

wobei  $\alpha_x$  und  $\alpha_y$  die Eigenwerte der zu vergleichenden Datenkollektive X bzw. Y beschreiben. Die Nullhypothese besagt nun, daß mögliche Unterschiede rein zufälliger und nicht-signifikanter Natur sind. Diese wird angenommen, falls  $\hat{F}$  kleiner als der von den Freiheitsgraden der Kollektive  $\phi_x = N_x - 1$  und  $\phi_y = N_y - 1$  ( $N_x, N_y$ : Anzahl der Daten) und dem Signifikanzniveau  $\beta$  abhängige Tabellenwert  $F(\phi_x, \phi_y, \beta)$  ist. In Tab. 4.5 sind die  $\hat{F}$ -Werte mit den dazugehörigen Tabellenwerten für die ersten drei Ordnungen und für sämtliche Gebiete aufgeführt, wobei die Eigenwerte des Gesamtdatensatzes A mit denjenigen der Teilkollektive B und C und die Eigenwerte der beiden Teilkollektive untereinander verglichen wurden. Es kann festgestellt werden, daß für die überwiegende Anzahl der untersuchten Fälle die Nullhypothese angenommen wird,

d. h. die beobachteten Unterschiede zwischen den Eigenwerten des Gesamtkollektivs und denjenigen der Teilkollektive sind nicht-signifikant bezüglich des 99 %-Niveaus von Null verschieden. Signifikante Differenzen treten lediglich für die EOF dritter Ordnung in den Regionen 2 und 6 beim Vergleich der Teilkollektive B und C auf. Die Ergebnisse dieses Tests lassen den Schluß zu, daß die berechneten Eigenvektoren stabil und charakteristisch für die jeweiligen Regionen sind.

Das Problem der Instabilität soll nun noch theoretisch beleuchtet werden. Die von North et al. (1982) entwickelte Fehlertheorie besagt, daß die aus einer Stichprobe abgeleiteten EOF's Approximationen der exakten EOF's der Grundgesamtheit, die sogenannten "Karhunen-Loeve-Funktionen", darstellen und mit Stichproben- oder Samplingfehlern behaftet sind. Die aus einer Stichprobe berechneten EOF's sind umso genauer, je größer die Zahl der Realisierungen eines Prozesses ist. Das aus einer linearen Analyse abgeleitete Stabilitätsmaß ist gegeben durch das Verhältnis des Samplingfehlers  $\delta\alpha_k$  des Eigenwerts  $\alpha_k$  der Ordnung k und der Differenz zwischen zwei aufeinanderfolgenden Eigenwerten  $\Delta\alpha_k = \alpha_k - \alpha_{k+1}$ . Damit kann der Stichprobenfehler des zugehörigen Eigenvektors  $\delta\underline{p}_k$  wie folgt berechnet werden:

$$(4.36) \quad \delta\underline{p}_k = \frac{\delta\alpha_k}{\Delta\alpha_k} \underline{p}_{k+1} \quad \text{mit} \quad \delta\alpha_k = \alpha_k \left[ \frac{2}{M} \right]^{1/2}$$

wobei M den Umfang der Stichprobe angibt. Die angegebene Formel zur Berechnung des Stichprobenfehlers  $\delta\alpha_k$  folgt aus der Gaußschen Fehlertheorie. Der Fehlerbereich des Eigenwerts  $\alpha_k$  ist dann gegeben durch  $(\alpha_k - \delta\alpha_k, \alpha_k + \delta\alpha_k)$ . Man spricht von einer "Entartung" oder Instabilität der EOF's, falls eine Überlappung der Fehlerbalken vorliegt. In diesem Fall ist der Fehler des zugehörigen Eigenvektors  $\delta\underline{p}_k$  gleich groß wie der benachbarte Eigenvektor  $\underline{p}_{k+1}$ . Dies bedeutet, daß die EOF's  $\underline{p}_k$  und  $\underline{p}_{k+1}$  nicht mehr eindeutig voneinander unterschieden werden können, so daß große Unterschiede zwischen den EOF's verschiedener Stichproben zu erwarten sind. Ein

physikalischer Prozeß kann in einem solchen Fall nicht mehr eindeutig einer EOF zugeordnet werden. Die Möglichkeit der Entartung ist bereits gegeben, falls die Fehlerbalken sich zwar nicht überlappen, jedoch sehr nahe zusammenliegen. Andererseits sind die EOF's stabil, wenn das Stabilitätsverhältnis  $\delta a_k / \Delta a_k$  deutlich kleiner als eins ist, d. h. keine Überlappung der Fehlerbalken vorliegt. Diese Bedingung ist erfüllt im Falle eines großen Stichprobenumfangs oder großer Unterschiede zwischen benachbarten Eigenwerten. Die in der 6. Spalte der Tab. 4.3 aufgeführten Stabilitätsverhältnisse zeigen, daß die Eigenvektoren der ersten drei Ordnungen nahezu in allen Gebieten stabil sind. Eine Ausnahme bildet lediglich das Gebiet 4 aufgrund des außerordentlich geringen Datenumfangs. Es ist jedoch zu beachten, daß die von North et al. (1982) entwickelte Faustregel nicht vergleichbar mit einem Signifikanztest ist, um physikalische Information von räumlich und zeitlich unkorrelierten rein zufälligen Anteilen zu trennen.

Es stellt sich nun die Frage, ob die in Kap. 4.2.2.3 diskutierten klimatologischen Unterschiede der EOF's signifikant sind. Um dies zu überprüfen, wurden in Abb. 4.9 die Eigenwerte der ersten und zweiten Ordnung zusammen mit den Stichprobenfehlern (Fehlerbalken) für sämtliche Gebiete aufgetragen. Wie zu erkennen ist, liegen Überlappungen der Eigenwerte erster Ordnung bei den Gebieten 2, 3 und 5 vor. Darüberhinaus existieren keine signifikanten Unterschiede zwischen den Eigenwerten zweiter Ordnung der Gebiete 3, 4 und 5 und denjenigen der Gebiete 2 und 7. Die polaren Breiten (Gebiet 1) unterscheiden sich dagegen signifikant von den übrigen Regionen.

Quantitative Aussagen zur Signifikanz der Unterschiede liefern die relativen Fehler  $\delta B_{ij} / B_{ij}$  und  $\delta L_{ij} / L_{ij}$ , die unter Anwendung der Theorie der Gaußschen Fehlerfortpflanzung auf die in Gl. (4.32) bzw. Gl. (4.34) definierten Vergleichsmaße und unter Berücksichtigung der in Gl. (4.36) angegebenen Definitionen für die Stichprobenfehler der Eigenwerte und Eigenvektoren berechnet wurden. Überschreiten die relativen Fehler 100 %, dann liegen die beobachteten Unterschiede zwischen den Eigenvektoren unterschied-

licher Klimagebiete innerhalb des Fehlerrauschens. Die aus Abb. 4.9 resultierenden qualitativen Aussagen hinsichtlich klimatologischer Unterschiede gelten nur für die Beträge der Eigenvektoren und finden ihre Bestätigung in Tab. 4.4 (3. Spalte). Das Verhältnis  $\delta L_{ij}/L_{ij}$  (Tab. 4.4, 4. Spalte) gibt den relativen Fehler der Norm des Differenzvektors an und berücksichtigt außer den Beträgen auch die Richtungen der Eigenvektoren  $\underline{p}_i$  und  $\underline{p}_j$ . Wie der Tab. 4.4 entnommen werden kann, liegen die relativen Fehler für die erste Ordnung ( $k = 1$ ) deutlich unter 100 %, d. h. die klimatologischen Unterschiede zwischen den Eigenvektoren erster Ordnung können als signifikant bezeichnet werden. Bei der zweiten Ordnung sind die beobachteten Unterschiede zwischen den EOF's der Gebiete 2 und 3 und der Regionen 3 und 6 dagegen so gering, daß sie nicht mehr vom Fehlerrauschen getrennt werden können. Dies gilt auch für die EOF's dritter Ordnung in den Gebieten 2 und 3.

Im Hinblick auf mögliche Anwendungen der Eigenvektoren ist es notwendig, ihre statistische Signifikanz zu überprüfen. Dies ist gleichbedeutend mit der Frage, nach welchem Reihenglied die EOF-Reihe abgebrochen werden muß. In der Literatur wurden mehrere Abbruchkriterien vorgeschlagen, von denen in dieser Arbeit zwei zur Anwendung kommen sollen.

Mit Hilfe eines Zufallsexperimentes konnte S. A. Farmer (1971) demonstrieren, daß bei Verwendung eines künstlich erzeugten Datensatzes, bestehend aus normalverteilten Zufallszahlen, die berechneten Eigenwerte exponentiell mit zunehmender Ordnung abfallen. Die Anwendung dieser Gesetzmäßigkeit auf meteorologische Datensätze liefert ein einfaches Abbruchkriterium. Danach wird die EOF-Reihe bei derjenigen Ordnung 1 abgebrochen, bei der der funktionale Verlauf des Logarithmus der Eigenwerte in eine lineare Abnahme übergeht. Signifikante Abweichungen vom linearen Verlauf deuten dagegen auf das Vorhandensein physikalischer Information hin. Die Abb. 4.10 zeigt, daß die Abbruchordnung 1 in Abhängigkeit von der Region zwischen 1 und 3 schwankt. Dabei wurde die lineare Abnahme des Zufallsbereichs graphisch ermittelt. Ein wesentlicher Nachteil dieses qualitativen Verfahrens besteht in der subjektiven Fest-

legung der Ordnung 1. Aus diesem Grund wurde zusätzlich ein von Preisendorfer und Barnett (1977) sowie Overland und Preisendorfer (1982) entwickeltes objektives Abbruchkriterium angewendet, das auf Monte-Carlo-Experimenten basiert. Der diesen Experimenten zugrundeliegende Datensatz besteht aus M Vektoren, deren N unabhängige und gaußverteilte Komponenten mit Hilfe eines Zufallsgenerators erzeugt werden und den Mittelwert Null und die Varianz eins besitzen. Die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse auf die berechnete Kovarianzmatrix liefert N normierte Eigenwerte  $U_k$ . Nach r=100-maliger Wiederholung dieses Experimentes liegen r Sätze von normierten Eigenwerten  $U_k^r$  vor, die nach ihrer Größe geordnet werden, so daß gilt:

$$(4.37) \quad U_k^1 \leq U_k^2 \leq \dots \leq U_k^{100} \quad \text{für } k = 1, \dots, N$$

Das unter der Bezeichnung "rule N " bekannte Kriterium besagt nun, daß die für einen physikalischen Datensatz berechnete EOF-Reihe bei derjenigen Ordnung 1 abgebrochen werden muß, für die gilt:

$$(4.38) \quad \frac{V_1}{U_1^{95}} < 1$$

wobei  $V_1$  der normierte Eigenwert des physikalischen Datensatzes und  $U_1^{95}$  das statistische Rauschniveau der Ordnung 1 beschreibt. Ein Eigenvektor  $Q_k$  ist demnach statistisch signifikant bezüglich des 95 %-Signifikanzniveaus, falls der zugehörige normierte Eigenwert  $V_k$  oberhalb des Rauschpegels  $U_k^{95}$  liegt. Diese Aussage gilt für 95 % der  $U_k^r$ . Overland und Preisendorfer geben eine Tabelle für den Rauschpegel  $U_k^{95}$  in Abhängigkeit von der Dimension N des Datenvektors und vom Datenumfang M der einzelnen Teilkollektive an. Daraus wurde das Rauschniveau für die in dieser Arbeit vorliegenden Werte für N und M interpoliert. Der Test setzt voraus, daß sämtliche Meßdaten unabhängig voneinander sind. Diese Forderung ist nur für diejenigen Messungen erfüllt, die einen hinreichend großen

räumlichen Abstand aufweisen. Dies gilt zumindest für die Wetterschiffe. Weiterhin ist zu beachten, daß das Ergebnis des Signifikanztests stark von der Anzahl der Realisierungen abhängt. Die letzte Spalte von Tab. 4.3 gibt das Signal zu Rausch-Verhältnis  $V_k/U_k^{95}$  für fünf Ordnungen und für sämtliche Gebiete an. Gemäß des "rule N" sind die EOF's der ersten drei Ordnungen nahezu in allen Gebieten als statistisch signifikant zu bewerten. Eine Ausnahme bilden die Regionen 4 und 6. Hier sollte die EOF-Reihe bereits nach der ersten Ordnung abgebrochen werden. Als eine Ursache dafür kann der geringe Datenumfang in diesen Gebieten angesehen werden, wodurch das Rauschniveau deutlich angehoben wird. Darüberhinaus ist zu vermuten, daß aufgrund der starken Inhomogenität dieser Datenkollektive die Voraussetzung der Gaußverteilung der Meßdaten nicht erfüllt ist. Ein Vergleich der Ergebnisse des "rule N" mit denjenigen des Farmer-Kriteriums zeigt eine exakte Übereinstimmung nur für die Regionen 1, 2 und 4. Infolgedessen können die entsprechenden EOF's in diesen Regionen mit hoher Wahrscheinlichkeit als statistisch signifikant bewertet werden. Unterschiedliche Aussagen der Signifikanztests liegen dagegen für die Gebiete 3, 5, 6 und 7 vor. Im Fall des Gebietes 7 z. B. ist entsprechend des Farmerkriteriums nur die EOF erster Ordnung signifikant. Gemäß des "rule N" befinden sich dagegen die ersten drei EOF's oberhalb des Rauschniveaus. Aufgrund der unterschiedlichen Ergebnisse kann in diesen Fällen keine eindeutige Entscheidung hinsichtlich der Signifikanz der zweiten und dritten Ordnung getroffen werden. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß bei der Anwendung des Farmer-Tests keine exakte Festlegung der Abbruchordnung möglich ist. Die Ergebnisse zeigen, daß es sinnvoll ist, zur Beurteilung der Signifikanz zwei unabhängige Kriterien zu Rate zu ziehen.

#### 4.2.2.5 Meteorologische Interpretation der EOF's

Die zentrale Fragestellung dieses Kapitels ist, inwieweit die berechneten Eigenvektoren mit meteorologischen Prozessen in Verbindung gebracht werden können. Die Untersuchungen beschränken sich dabei auf die EOF's der ersten drei Ordnungen, die, wie im letzten Kapitel gezeigt wurde, überwiegend stabil und statistisch signifikant sind. Als Voraussetzung für diese Untersuchungen soll zunächst der Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  eingeführt werden:

$$(4.39) \quad W = \int_0^{\infty} \rho_w dz \quad \text{mit} \quad \rho_w = \frac{e m_w}{R T}$$

wobei  $\rho_w$  die Dichte des Wasserdampfes,  $e$  den Dampfdruck,  $m_w$  das Molekulargewicht des Wasserdampfes,  $R$  die universelle Gaskonstante und  $T$  die Temperatur beschreibt. Würde der gesamte Wasserdampf innerhalb einer atmosphärischen Säule pro Einheitsfläche auskondensiert, so erhält man eine Wassersäule der Höhe  $h$ ; aufgrund einer solchen Umrechnung entspricht  $W = 1 \text{ kg/m}^2$  einer Wassersäule von 1 mm. Mit Hilfe der statischen Grundgleichung, der Definition der spezifischen Feuchte  $q$  und der Transformationsbeziehung Gl. (4.2) kann der Gesamtwasserdampfgehalt im  $p$ - bzw.  $\sigma$ -System folgendermaßen ausgedrückt werden :

$$(4.40) \quad W = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_T} q(p) dp = \frac{p_T - p_0}{g} \int_1^0 q(\sigma) d\sigma$$

wobei  $g$  die Erdbeschleunigung angibt, die hier höhenkonstant angenommen wurde. Wie in Kap. 4.2.2.2 gezeigt wurde, kann jedes gemessene Feuchteprofil  $q_i(\sigma)$  durch eine EOF-Reihe dargestellt werden:

$$(4.41) \quad q_i(\sigma) = \bar{q}(\sigma) + \sum_{k=1}^N c_{ki} Q_k(\sigma) \quad i = 1, \dots, M$$

Die Integration der Gl. (4.41) über die gesamte atmosphärische Säule gemäß Gl. (4.40) liefert eine EOF-Reihenentwicklung des Gesamtwasserdampfgehaltes:

$$(4.42) \quad W_i = \bar{W} + \sum_{k=1}^N c_{ki} W_k \quad i = 1, \dots, M$$

wobei  $W_i$  den aktuellen und  $\bar{W}$  den mittleren Gesamtwasserdampfgehalt beschreibt. Dabei stellen die  $W_k$  die vertikalen Integrale der Eigenfunktionen  $Q_k$  dar:

$$(4.43) \quad W_k = \frac{P_T - P_O}{g} \int_1^0 Q_k(\sigma) d\sigma \quad k = 1, \dots, N$$

Da die Meßwerte der Feuchte nicht kontinuierlich sondern nur für diskrete Sigmaniveaus vorliegen, ist eine numerische Auswertung der Integrale unter Anwendung der Trapezregel erforderlich:

$$(4.44) \quad W \approx \frac{(P_O - P_T) \Delta\sigma}{2g} \sum_{j=1}^{L-1} (q_j + q_{j+1})$$

wobei  $L$  die Anzahl der Niveaus ( $L = 21$ ) und  $\Delta\sigma$  den Abstand zwischen zwei Niveaus im Sigmasystem angibt ( $\Delta\sigma = 0.05$ ). Tab. 4.6 enthält die für sämtliche Gebiete berechneten Werte des mittleren Gesamtwasserdampfgehaltes  $\bar{W}$  und der Integrale  $W_k$  der ersten drei Ordnungen. Der mittlere Gesamtwasserdampfgehalt ist in den Tropen (Gebiet 5 und 7) mit  $49 \text{ kg/m}^2$  etwa dreimal so hoch wie in der polaren Region (Gebiet 1) mit  $14.5 \text{ kg/m}^2$ . Der Tabelle kann weiterhin entnommen werden, daß das Integral  $W_1$  in der EOF-Reihenentwicklung des Gesamtwasserdampfgehaltes (Gl. (4.42)) den größten Beitrag liefert. Die Integrale  $W_k$  höherer Ordnung weisen aufgrund der Vorzeichenwechsel der Eigenvektoren deutlich kleinere Werte auf. Die Gl. (4.42) kann deswegen in erster Näherung wie



folgt approximiert werden:

$$(4.45) \quad W_i \approx \bar{W} + c_{1i} W_1 \quad i = 1, \dots, M$$

Der zweite Summand auf der rechten Seite von Gl. (4.45) gibt die Anomalien des Gesamtwasserdampfgehaltes relativ zu  $\bar{W}$  an. Der Betrag und das Vorzeichen der Feuchteabweichung ist durch die Hauptkomponente  $c_{1i}$  bestimmt. Wird  $c_{1i}$  als konstant angenommen (z. B.  $c_{1i} = 1.0$ ), so erkennt man aus Tab. 4.6, daß der Beitrag der EOF erster Ordnung von der polaren Region (Gebiet 1) zu den Subtropen (Gebiete 4 und 6) hin anwächst. Im folgenden soll nun getestet werden, inwieweit der in Gl. (4.45) beschriebene lineare Zusammenhang zwischen den Meßwerten  $W_i$  und den Hauptkomponenten  $c_{1i}$  der Realität entspricht. Dazu wurden die nach Gl. (4.25) berechneten  $c_{1i}$  aller Meßtermine gegen die Werte des Gesamtwasserdampfgehaltes  $W_i$  aufgetragen (Abb. 4.11 a). Das Streudiagramm spiegelt den linearen Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen am Beispiel des Gebietes 3 recht gut wider. Die Hauptkomponenten schwanken zwischen Werten von -2.0 bei etwa  $10 \text{ kg/m}^2$  bis zu +3.0 bei  $50 \text{ kg/m}^2$ . Die Ergebnisse einer Korrelationsanalyse (Tab. 4.7) zeigen, daß dieser Zusammenhang in den anderen Regionen sogar noch stärker ausgeprägt ist. Dabei schwanken die Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit der Region zwischen 0.94 und 0.99. Aus Tab. 4.7 geht weiterhin hervor, daß die Hauptkomponenten höherer Ordnung nur in geringem Maße von  $W$  abhängen. Die Ergebnisse zeigen folglich, daß die EOF erster Ordnung Änderungen des Gesamtwasserdampfgehaltes beschreibt. Solche Änderungen können z. B. mit großer Intensität beim Durchgang synoptischer Störungen auftreten.

Wie bereits in Kap. 4.2.2.3 festgestellt wurde, sind bei der EOF zweiter Ordnung die Feuchteänderungen in der Schicht oberhalb und unterhalb der Grenzschichtinversion negativ korreliert. Zum Beispiel sorgen turbulente Feuchteflüsse innerhalb der maritimen Grenzschicht für eine relativ zum mittleren Profil höhere Wasserdampfkonzentration; oberhalb der Inversion nimmt die Feuchte aufgrund der großräumigen Subsidenz dagegen deutlich ab. Ein geeignetes Maß zur Beschreibung der durch diese Prozesse bewirkten

vertikalen Wasserdampfverteilung stellt das Verhältnis  $R = W_G/W$  dar. Dabei ist  $W_G$  als der Wasserdampf der maritimen Grenzschicht definiert und läßt sich gemäß Gl. (4.40) aus der Integration des Feuchteprofils bis zu einer Höhe  $p_G$  bzw.  $\sigma_G$  berechnen, die der mittleren Höhe der Inversion entspricht. Aufgrund der Ergebnisse in Kap. 4.2.2.3 wurde für  $p_G$  und  $\sigma_G$  ein Wert von 800 hPa bzw. 0.75 gewählt. Ein großer Wert des Verhältnisses  $R$  deutet darauf hin, daß der Wasserdampf überwiegend in den unteren atmosphärischen Schichten konzentriert ist. Abb. 4.11 b zeigt die Variationen der Hauptkomponenten zweiter Ordnung  $c_{2i}$  in Abhängigkeit dieses Verhältnisses. Wie zu erkennen ist, weisen die  $c_{2i}$  in den Fällen, in denen mehr als 60 % des Wasserdampfes innerhalb der Grenzschicht konzentriert ist, ein negatives Vorzeichen auf. Infolgedessen liefert der zweite Summand in der EOF-Reihenentwicklung  $c_{2i} Q_2$  einen positiven Feuchtebeitrag unterhalb der Grenzschichtinversion. Oberhalb der Inversion bewirkt er dagegen eine Austrocknung der Atmosphäre. Umgekehrte Verhältnisse liegen bei einem Wert von  $R$  kleiner als 0.6 vor. Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse (siehe Tab. 4.7) unterstreichen den engen Zusammenhang zwischen dem Wasserdampfverhältnis  $R$  und den Hauptkomponenten zweiter Ordnung. Dies gilt für alle Regionen außer Gebiet 7. Die Tabelle zeigt darüberhinaus, daß in einigen Gebieten auch Korrelationen zwischen  $R$  und den Hauptkomponenten erster Ordnung existieren. Insbesondere für die tropischen Regionen ist dieser Zusammenhang sogar etwas stärker als zwischen  $R$  und  $c_2$ . Dies ist ein Hinweis darauf, daß die Größen  $W$  und  $R$  hier nicht exakt voneinander unabhängig sind. Im Rahmen der Korrelationsanalyse wurde darüberhinaus auch der Zusammenhang zwischen den Hauptkomponenten und verschiedenen synoptischen Parametern, wie z. B. der Ozeanoberflächentemperatur, dem Bodendruck, dem Betrag der Windgeschwindigkeit, der Windrichtung und dem totalen Bedeckungsgrad untersucht. Bei genauerer Analyse der Tab. 4.7 fällt auf, daß in allen Regionen außer in Gebiet 4 negative Korrelationen von -0.40 bis -0.64 zwischen den Hauptkomponenten dritter Ordnung und der Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  bestehen. Dies gilt insbesondere für den westlichen tropischen Nordatlantik (Gebiet 7). Unter Berücksichtigung des vertikalen

Verlaufs der EOF dritter Ordnung (Abb. 4.8 d) bedeutet dies z. B. für die untere Troposphäre eine Zunahme der Feuchte bei hohen Wassertemperaturen und eine Abnahme bei negativen  $T_s$ -Anomalien. Während die Anfeuchtung in den außertropischen Regionen im wesentlichen auf die bodennahen Luftschichten beschränkt ist, nimmt die Mächtigkeit der feuchten Schicht in den Tropen aufgrund der höheren Labilisierung deutlich zu. Insgesamt bleibt aber auch hier der vertikale Austausch zwischen der unteren und oberen Troposphäre abgesehen von den Regionen mit hochreichender Konvektion gering. Die durch hohe Wassertemperaturen bewirkte Feuchtezunahme ist im wesentlichen auf die maritime Grenzschicht beschränkt.

In Gebiet 4 liegen dagegen deutlich stärkere positive Korrelationen zwischen  $T_s$  und der Hauptkomponente erster Ordnung vor. Wie bereits oben erwähnt, kann dieses Gebiet als Übergangsregion zwischen den Subtropen und den Tropen bezeichnet werden, das durch eine Zunahme der Wassertemperatur zu den Tropen hin charakterisiert ist. Die damit verbundene stärkere Labilisierung der unteren Luftschichten führt zu einem allmählichen Ansteigen der Passatwindinversion und damit zu einer Anfeuchtung der mittleren und hohen Troposphäre. Positive  $T_s$ -Anomalien führen in dieser Region damit zu positiven Anomalien des Gesamtwasserdampfgehaltes.

Der Bedeckungsgrad hat offenbar keinen signifikanten Einfluß auf das Profil der spezifischen Feuchte. Dies gilt für alle Regionen mit Ausnahme des westlichen tropischen Nordatlantiks (Gebiet 7). Die in diesem Gebiet beobachtete stärkere Abhängigkeit des Koeffizienten  $c_1$  vom Bedeckungsgrad  $N_B$  steht in Übereinstimmung mit Satellitenbildern des geostationären Satelliten METEOSAT, die hohe Wasserdampfgehalte vor allem in den stark bewölkten Gebieten der ITCZ aufzeigen. Der Bodendruck, die Windgeschwindigkeit sowie die Windrichtung beeinflussen die vertikale Feuchteverteilung nur unwesentlich.

Wie bereits in Kap. 3 beschrieben, wird die vertikale Feuchteverteilung stark durch die Grenzschichtinversion beeinflusst. Gut ausgeprägte Inversionen unterbinden den vertikalen Feuchteaustausch und bewirken somit eine Konzentration des Wasserdampfes innerhalb der Grenzschicht in Verbindung mit abrupten Feuchteänderungen im

Bereich der Inversion. Der folgende Abschnitt geht deshalb der Frage nach, inwieweit die vertikalen EOF's die an der Inversion beobachteten Feuchteanomalien erklären können. Dazu sollen zunächst die Eigenschaften der maritimen Grenzschichtinversion auf der Basis von Radiosondenmessungen näher untersucht werden. Zur Identifizierung der Inversionen wurde für die Schicht zwischen 1000 und 600 hPa der vertikale Temperaturgradient  $\gamma_T = -\partial T / \partial p$  berechnet und diejenige Schicht gesucht, innerhalb der eine signifikante Temperaturzunahme ( $\gamma_T \geq 0$ ) auftritt. Werden mehrere Inversionen gefunden, so wird diejenige ausgewählt, die die stärkste Temperaturänderung  $\Delta T$  aufweist. Isothermien werden ebenfalls als Inversionen erkannt. Als Charakteristika werden die Höhe der Untergrenze  $P_I$ , die Mächtigkeit der Inversion  $D_I$ , die Intensität  $\Delta T$  und die Änderung der spezifischen Feuchte  $\Delta q$  innerhalb der Inversionsschicht registriert.

Es wurde nun unterschieden zwischen der Subsidenzinversion (Typ B), die durch eine signifikante Abnahme der spezifischen Feuchte innerhalb der Inversionsschicht charakterisiert ist, und der Aufgleit- oder Advektionsinversion (Typ C), die sich durch eine Feuchtezunahme auszeichnet. Für Subsidenzinversionen wurde zusätzlich geprüft, ob unterhalb der gefundenen Inversion eine weitere existiert. Ist eine vorhanden und der Feuchtesprung an ihr größer, so wird diese als Grenzschichtinversion betrachtet. Inversionen mit einer Mächtigkeit von über 1000 m wurden verworfen, da die Grenzen offenbar nicht korrekt bestimmt wurden. Bodeninversionen bleiben ebenfalls unberücksichtigt. Die Anwendung dieses Verfahrens auf die während FGGE gemessenen Vertikalsondierungen der Temperatur und Feuchte lieferte folgende Ergebnisse (siehe Tab. 4.8) : In 61 % aller Fälle wurde eine Inversion gefunden; davon waren etwa 55 % Subsidenzinversionen und 45 % Aufgleitinversionen. Die mit über 70 % größte Häufigkeit tritt wie zu erwarten in den subtropischen Regionen und dem Passatgebiet (Gebiet 3 und 4) auf, die geringste in den Tropen. Für die Subsidenzinversionen wurde zusätzlich die prozentuale Häufigkeit innerhalb von 100 hPa-Schichten zwischen 1000 und 600 hPa untersucht (Tab. 4.9 a) und die mittleren Werte der vertikalen Mächtigkeit der Inversionsschicht (Tab. 4.9 b), der Temperaturzunahme (Tab. 4.9 c) und der Feuchteabnahme (Tab. 4.9 d)

berechnet. Daraus wird ersichtlich, daß im Mittel für den gesamten Nordatlantik etwa 50 % der Subsidenzinversionen zwischen 900 und 800 hPa auftreten. Ihre mittlere Dicke beträgt etwa 340 m, die Intensität 2.4 K und die Feuchteabnahme 1.6 g/kg. In der subtropischen Passatregion (Gebiet 4) liegen die Inversionen deutlich tiefer und weisen im Vergleich zu den anderen Gebieten eine maximale Intensität von 5.6 K und eine Feuchteabnahme von 3.9 g/kg auf. Zu den Tropen hin steigt die Höhe der Inversion an, in Verbindung mit einer Abnahme der Intensität.

Es wurde nun eine Klassifikation der Vertikalsondierungen nach folgenden Kriterien vorgenommen: keine Inversion (Typ A), Subsidenzinversion (Typ B) und Advektionsinversion (Typ C). Dabei wurden nur Inversionen mit einer Intensität größer als 2 K berücksichtigt. Für jede dieser Klassen wurden die mittleren Hauptkomponenten  $\bar{c}_k$  der ersten drei Ordnungen  $k$  und die Varianzen  $s_k$  bestimmt. Mit Hilfe des Student- oder t-Tests wurde nun untersucht, ob die beobachteten Unterschiede zwischen den  $\bar{c}_k$  unterschiedlicher Profilklassen statistisch signifikant sind oder nicht. Aufgrund der großen Stichprobenumfänge  $N$  der untersuchten Klassen ( $N > 100$ ), wurde die Variable  $t$  der Student-Verteilung durch die Standardnormalvariable  $z$  ersetzt. Die Prüfgröße  $\hat{z}$  ist wie folgt definiert:

$$(4.46) \quad \hat{z} = \frac{|\bar{c}_x - \bar{c}_y|}{\left[ \frac{s_x^2}{N_x} + \frac{s_y^2}{N_y} \right]^{1/2}}$$

wobei  $\bar{c}_x$  und  $\bar{c}_y$  die Mittelwerte,  $s_x$  bzw.  $s_y$  die Varianzen der Hauptkomponenten und  $N_x$  bzw.  $N_y$  die Datenumfänge der zu vergleichenden Klassen  $x$  bzw.  $y$  darstellen. Die  $\bar{c}_k$  der ersten drei Ordnungen sind zusammen mit den Datenumfängen der einzelnen Klassen in Tab. 4.10 a und die berechneten Prüfgrößen  $\hat{z}$  in Tab. 4.10 b am Beispiel des datenreichsten Gebietes 2 aufgeführt. Hochsignifikante Unterschiede liegen vor, wenn die Prüfgrößen den Tabellenwert

$z(99 \%, \text{ zweiseitig}) = 2.58$  deutlich übersteigen. Wie aus Tab. 4.10 b zu ersehen ist, existieren signifikante Unterschiede zwischen den mittleren Hauptkomponenten unterschiedlicher Profilklassen bei der zweiten und dritten Ordnung. Maximale Differenzen sind zwischen den Sondierungen ohne Inversionen (Typ A) und mit Subsidenzinversionen (Typ B) zu erkennen. Unter Berücksichtigung des vertikalen Verlaufs der Strukturfunktionen bedeutet das negative Vorzeichen von  $\bar{c}_2$  im Falle der Subsidenzinversion eine trockenere Schicht oberhalb der Inversion und ein negatives  $\bar{c}_3$  eine maximale Feuchteabnahme in der Inversionsschicht bei 850 hPa. Umgekehrte Verhältnisse liegen dagegen bei Anwesenheit einer Advektionsinversion (Typ C) vor. In diesem Fall ist  $\bar{c}_2$  positiv, was zu einer Feuchtezunahme oberhalb der Inversion führt. In den übrigen Regionen wurden ähnliche Zusammenhänge gefunden. Ein wichtiges Resultat dieser Untersuchung ist folglich, daß die mit den Inversionen in Verbindung stehenden Feuchteanomalien durch die zweite, insbesondere aber durch die dritte EOF erklärt werden können. Dabei beschreibt die EOF zweiter Ordnung die Feuchteänderungen in den Schichten unterhalb und oberhalb der Inversion und die EOF dritter Ordnung vor allem die Feuchtefluktuationen in der Inversionsschicht. Im letzten Abschnitt konnten Zusammenhänge zwischen der EOF dritter Ordnung und der Ozeanoberflächentemperatur aufgedeckt werden. Dieses Ergebnis steht zusammen mit dem Befund dieses Abschnitts in Übereinstimmung mit Beobachtungen und theoretischen Untersuchungen, wonach die Wassertemperatur einen entscheidenden Einfluß auf die Höhe und Intensität der Grenzschichtinversion hat. Im Bereich der kalten Wassermassen der Auftriebsgebiete vor der westafrikanischen Küste findet man meist intensive und tiefliegende Inversionen mit kräftigen Feuchtesprüngen, während die Inversion über den warmen tropischen Ozeanen deutlich ansteigt und an Intensität verliert (Augstein, 1981).

In diesem Abschnitt konnte demonstriert werden, daß die EOF's der ersten drei Ordnungen mit physikalischen Prozessen in Verbindung stehen. Dies gilt auch für die Gebiete 6 und 7, obwohl hier gemäß der Aussagen des Preisendorfer- bzw. des Farmerkriteriums für die EOF's zweiter und dritter Ordnung keine statistische Signifikanz

nachgewiesen werden konnte. Es ist daher zu vermuten, daß in diesen Fällen die Voraussetzungen der Signifikanztests nicht erfüllt sind. Entsprechend den Aussagen des Farmer-Kriteriums und des "rule N" birgt die EOF dritter Ordnung in Gebiet 4 keine physikalische Information.

In Übereinstimmung mit den Untersuchungen von Lipton und Vonder Haar (1987), die eine Darstellung des Feuchteprofils durch eine EOF-Approximation dritter Ordnung für optimal erachten, beschränken sich daher die Anwendungen in den folgenden Kapiteln auf die ersten drei Eigenvektoren.

## 5. Semi-statistische Modelle zur Gewinnung von Feuchteprofilen

Die in Kap. 4 diskutierten analytischen und empirischen vertikalen Strukturfunktionen der spezifischen Feuchte sollen nun benutzt werden, um aus den über die Fernerkundung zugänglichen Größen aktuelle Vertikalprofile der Feuchte abzuleiten. Das Problem besteht darin, den Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  in der Vertikalen in geeigneter Weise zu verteilen. Dazu werden zwei unterschiedliche Modelle hergeleitet und miteinander verglichen. Die benötigten Eingangsgrößen werden in diesem Kapitel ausschließlich aus Radiosondenmessungen berechnet. Satellitendaten werden erst in Kap. 8 verwendet.

### 5.1 Das "power-law"-Modell

Eine einfache Beziehung zwischen der bodennahen spezifischen Feuchte  $q_0$  und dem Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  liefert die Integration des Exponentenprofils Gl. (4.3) vom Boden ( $\sigma = 1.0$ ) bis zum obersten Sigma-niveau ( $\sigma = 0$ ) gemäß Gl. (4.40):

$$(5.1) \quad q_0 = \frac{g (\lambda + 1)}{p_0 \left[ 1 - \left( \frac{p_T}{p_0} \right)^{\lambda+1} \right]} W$$

Wie in Kap. 2 beschrieben, kann der Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  aus der passiven Fernerkundung im Mikrowellenbereich bestimmt werden (z. B. Gloersen et al., 1984). Mit Kenntnis des für die einzelnen Gebiete abgeleiteten Wertes des Exponenten  $\lambda$  (siehe Tab. 4.1) und des Bodendrucks  $p_0$  gestattet Gl. (5.1) die Bestimmung der bodennahen spezifischen Feuchte  $q_0$ . Die Anwendung der Definitionsgleichung des "power-law" (Gl. (4.3)) ermöglicht dann eine Approximation des Feuchteprofils. Die Güte dieses einfachen Modells kann den Abbildungen 5.1 a und b entnommen werden. Dazu wurden für 1067 in zufälliger Weise aus dem Gesamtdatenkollektiv herausgegriffene gemessene Feuchteprofile der Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  berechnet und eine Abschätzung der vertikalen Feuchteverteilung mit Hilfe der oben beschriebenen "power-law"-Modells vorgenommen. Die für jedes Signiveau berechneten RMS-Fehler (Abb. 5.1 a, strichpunktiert) und die systematischen Fehler (Abb. 5.1 b, strichpunktiert) resultieren aus einem Vergleich zwischen den aus dem Modell abgeleiteten und den gemessenen Profilen. Maximale RMS-Fehler bis zu 2.3 g/kg liegen im bodennahen Niveau vor. Die deutliche Fehlerreduktion in höheren Schichten hängt mit der allgemeinen Abnahme der Feuchte mit der Höhe zusammen. Wie aus Abb. 5.1 b zu erkennen ist, wird die spezifische Feuchte in Meeresniveau deutlich überschätzt, oberhalb von 770 hPa dagegen unterschätzt. Die Ergebnisse des Gütetests zeigen, daß das "power-law"-Modell nur eine grobe Abschätzung der vertikalen Feuchteverteilung erlaubt. Dies liegt an der Annahme einer exponentiellen Feuchteabnahme mit der Höhe, die jedoch für aktuelle Feuchteprofile insbesondere im Bereich der maritimen Grenzschicht nicht gerechtfertigt ist. Wie in Kap. 3 beschrieben wurde, findet man hier aufgrund der turbulenten Durchmischung eher eine vertikal konstante Feuchteverteilung vor.

## 5.2 Das EOF-Modell

Die Diskussion in Kap. 4.2.2 hat gezeigt, daß empirische vertikale Strukturfunktionen eine optimale Beschreibung der realen Feuchteverteilung erlauben. Das Feuchteprofil kann in guter Näherung durch



die ersten drei EOF's beschrieben werden, die zudem mit physikalischen Prozessen in Zusammenhang stehen. In Kap. 4.2.2.5 konnten Zusammenhänge zwischen den Hauptkomponenten  $c_k$  der ersten drei Ordnungen und dem Gesamtwasserdampfgehalt  $W$ , dem Wasserdampfverhältnis  $W_G/W$  und der Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  nachgewiesen werden. Die grundlegende Idee des entwickelten Verfahrens besteht nun darin, die  $c_k$  in geeigneter Weise unter Ausnutzung der gefundenen Abhängigkeiten zu bestimmen. Voraussetzung dafür ist die Kenntnis der Parameter  $W$ ,  $W_G/W$  und  $T_s$ , die aus der Fernerkundung zugänglich sind (Gloersen et al., 1984; Simmer et al., 1989). Mit den berechneten Eigenvektoren aus Kap. 4 gestattet dann die Reihenentwicklung entsprechend Gl. (4.41) eine Abschätzung des Feuchteprofils.

Die vertikale Integration von Gl. (4.41) entsprechend Gl. (4.40) bis 200 hPa ( $\sigma = 0$ ) und bis zur mittleren Höhe der maritimen Grenzschicht ( $\sigma = 0.75$ ) liefert zusammen mit der EOF-Entwicklung der spezifischen Sättigungsfeuchte (22. Komponente des Datenvektors  $\underline{d}$ ) das folgende lineare Gleichungssystem:

$$\begin{aligned}
 W &= \bar{W} + \sum_{k=1}^N c_k W_k \\
 W_G &= \bar{W}_G + \sum_{k=1}^N c_k W_{Gk} \\
 q_s &= \bar{q}_s + \sum_{k=1}^N c_k Q_{sk}
 \end{aligned}
 \tag{5.2}$$

wobei  $\bar{W}$ ,  $\bar{W}_G$  und  $\bar{q}_s$  die zeitlichen und räumlichen Mittel beschreiben. Die  $W_k$  und  $W_{Gk}$  stellen die vertikalen Integrale der Feuchte-EOF's  $Q_k$  der Ordnung  $k$  bis zum Niveau  $\sigma = 0$  bzw.  $\sigma = 0.75$  dar.  $Q_{sk}$  gibt die 22. Komponente des Eigenvektors  $\underline{p}_k$  an. Die Mittelwerte und die vertikalen Integrale der EOF's wurden für sämtliche Gebiete berechnet und sind in Tab. 4.6 aufgeführt. Der Beitrag der EOF erster Ordnung  $W_{G1}$  zum Grenzschichtwasserdampf-

gehalt ist mit  $8.6 \text{ kg/m}^2$  in der Golfstromregion (Gebiet 6) deutlich größer als in den übrigen Regionen. Dies steht in Einklang mit dem weiteren Befund, daß in diesem Gebiet auch die EOF der spezifischen Sättigungsfeuchte  $Q_{s1}$  den größten Wert aufweist. Hierfür müssen die besonderen ozeanographischen Bedingungen verantwortlich gemacht werden; das Zusammenfließen des warmen Golfstromwassers mit den kälteren Wassermassen des Labradorstroms führt hier zu einer großen regionalen Variabilität der Ozeanoberflächentemperatur und infolgedessen auch zu stärkeren Variationen der turbulenten Feuchteflüsse sowie des Wasserdampfes in der maritimen Grenzschicht. In den Tropen (Gebiet 7) findet man entgegengesetzte Bedingungen vor. Diese Größen sollen nun benutzt werden, um Feuchteprofile abzuleiten. Dazu werden die EOF-Reihen in Gl. (5.2) nach der dritten Ordnung abgebrochen, womit man folgendes Gleichungssystem erhält:

$$\begin{aligned}
 \tilde{W} &= \bar{W} + c_1 W_1 + c_2 W_2 + c_3 W_3 \\
 \tilde{W}_G &= \bar{W}_G + c_1 W_{G1} + c_2 W_{G2} + c_3 W_{G3} \\
 \tilde{q}_s &= \bar{q}_s + c_1 Q_{s1} + c_2 Q_{s2} + c_3 Q_{s3}
 \end{aligned}
 \quad (5.3)$$

wobei  $\tilde{W}$ ,  $\tilde{W}_G$  und  $\tilde{q}_s$  die Approximationen dritter Ordnung der Größen  $W$ ,  $W_G$  und  $q_s$  beschreiben. Ersetzt man nun diese approximativen Größen durch die aus der Fernerkundung bekannten Werte  $W$ ,  $W_G$  und  $q_s$ , so lassen sich die Koeffizienten  $\tilde{c}_k$  aus dem eindeutig lösbaeren Gleichungssystem (5.3) wie folgt berechnen:

$$(5.4) \quad \begin{bmatrix} \tilde{c}_1 \\ \tilde{c}_2 \\ \tilde{c}_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} W_1 & W_2 & W_3 \\ W_{G1} & W_{G2} & W_{G3} \\ Q_{s1} & Q_{s2} & Q_{s3} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} W - \bar{W} \\ W_G - \bar{W}_G \\ q_s - \bar{q}_s \end{bmatrix}$$

$$\text{oder} \quad \underline{\tilde{c}} = \underline{S}^{-1} \underline{M}$$

wobei  $\underline{\tilde{c}}$  den Lösungsvektor darstellt. Der Meßvektor  $\underline{M}$  enthält die

Abweichungen der Meßgrößen  $W$ ,  $W_G$  und  $q_s$  von den statistischen Mittelwerten und die Matrix  $\underline{S}$  die aus der Hauptkomponentenanalyse abgeleiteten Größen  $W_k$ ,  $W_{Gk}$  und  $Q_{sk}$  der ersten drei Ordnungen. Die Bezeichnung der Koeffizienten wurde ähnlich zu der der Hauptkomponenten gewählt, womit der enge Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen unterstrichen werden soll.

Mit Hilfe der aus Gl. (5.4) berechneten Koeffizienten  $\tilde{c}_k$  erlaubt dann die EOF-Reihenentwicklung Gl. (4.41) in Verbindung mit den Feuchte-EOF's  $Q_k$  eine Approximation des Feuchteprofils  $q_n$  bis zu dritten Ordnung:

$$(5.5) \quad q_n = \bar{q} + \sum_{k=1}^n \tilde{c}_k Q_k \quad \text{für } n = 3$$

Die Koeffizienten  $\tilde{c}_k$  werden gemäß Gl. (5.4) so bestimmt, daß das mit Hilfe von Gl. (5.5) rekonstruierte Feuchteprofil den geforderten Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  und Grenzsichtwasserdampfgehalt  $W_G$  aufweist. Die durch die dritte Ordnung berücksichtigte Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  stellt eine zusätzliche Zwangsbedingung für das bodennahe Feuchtefeld dar.

In Abb. 5.2 sind die wichtigsten Schritte des entwickelten EOF-Modells in Form eines Ablaufschemas zusammengefaßt. Falls weniger als die maximale Anzahl von drei Eingangsparameter zur Verfügung steht, z. B. nur  $W$  oder  $W$  und  $W_G$ , reduziert sich die in Gl. (5.4) definierte Matrix  $\underline{S}$  auf eine 1x1- bzw. 2x2-Matrix und die EOF-Reihenentwicklung Gl. (5.5) entsprechend auf die erste ( $n = 1$ ) bzw. zweite ( $n = 2$ ) Ordnung. Bei Erhöhung des Approximationsgrades ist darauf zu achten, daß die Eingangsparameter entsprechend ihrem physikalischen Zusammenhang mit den Eigenvektoren stets in der richtigen Reihenfolge in das Modell einfließen, d. h. für  $n = 1$  nur  $W$ , für  $n = 2$   $W$  und  $W_G$  und für  $n = 3$   $W$ ,  $W_G$  und  $T_s$ .

Optimale Ergebnisse des EOF-Modells sind nur im Falle der Unabhängigkeit der Eingangsparameter zu erwarten. Die Untersuchungen in Kap. 4.2.2.5 haben jedoch gezeigt, daß die Parameter  $W$ ,  $W_G$  und  $T_s$  teilweise miteinander in Beziehung stehen. Aus diesem Grund soll im folgenden im Rahmen einer Fehleranalyse getestet werden, welchen

Einfluß eine sukzessive Erhöhung des Approximationsgrades  $n$ , d. h. die Aufnahme weiterer Information, auf die Qualität der Ergebnisse hat. Die Untersuchung basiert auf denselben Messungen, die auch für die Berechnung der EOF's herangezogen wurden. Die Modelleingangsgrößen  $W$ ,  $W_G$  und  $q_s$  wurden aus den in-situ-Messungen des Feuchteprofils und der Ozeanoberflächentemperatur bestimmt. Im Anschluß an eine regionale Zuordnung der Messungen erfolgte unter Berücksichtigung der für die jeweilige Region gültigen EOF-Statistik eine Abschätzung der vertikalen Feuchteverteilung mit Hilfe des EOF-Modells und anschließend ein Vergleich der Feuchteapproximationen  $q_n$  mit den entsprechenden Messungen. Dazu wurden die Approximationsfehler gemäß Gl. 4.30 berechnet (siehe Tab. 5.1). Die nullte Approximation ( $n = 0$ ) repräsentiert die natürliche Feuchtevariabilität, d.h. die Standardabweichungen der Messungen vom klimatologischen Mittel. Wie der Tab. 5.1 entnommen werden kann, nimmt der Approximationsfehler mit Zunahme des Approximationsgrades  $n$  in allen Gebieten deutlich ab. Gegenüber dem klimatologischen Mittel führt die Kenntnis des Gesamtwasserdampfgehaltes ( $n = 1$ ) zu einer Reduktion des Fehlers im Mittel für den Nordatlantik um nahezu 45 %. Die mit Abstand größte Verbesserung (55 %) ist in der Golfstromregion (Gebiet 6) zu verzeichnen. Hier stellt das klimatologische Mittel ( $n = 0$ ) aufgrund der hohen Feuchtevariabilität nur eine grobe Näherung dar. Mit der zusätzlichen Aufnahme des Wasserdampfverhältnisses  $W_G/W$  ( $n = 2$ ) wird eine Fehlerreduktion von etwa 20 % erzielt. Die Berücksichtigung der Ozeanoberflächentemperatur ( $n = 3$ ) führt in den Gebieten 2, 3 und 6 zu einer weiteren Verbesserung von etwa 7 %. Die Gebiete 4, 5 und 7 wurden bei dieser Approximation ausgeschlossen. In Gebiet 4 z. B. ergibt sich mit der Aufnahme der Wassertemperatur keine weitere Fehlerreduktion. Dies liegt an der hohen Korrelation zwischen  $T_s$  und  $W$  (siehe Tab. 4.7), weshalb hier der Koeffizient  $c_1$  bereits einen großen Teil der profilrelevanten Information enthält. In den tropischen Regionen versagte die Methode aufgrund der beobachteten geringen Variabilität der Wassertemperatur. Bemerkenswert ist, daß die "power-law"-Methode im Vergleich zum EOF-Modell insbesondere in den tropischen Gebieten deutlich schlechtere Ergebnisse liefert.

Eine weitere Güteabschätzung ergibt sich aus dem Vergleich der Approximationsfehler des EOF-Modells mit denjenigen, die aus der Hauptkomponentenanalyse resultieren. Um die Fehler vergleichen zu können wurde die spezifische Sättigungsfeuchte, im Unterschied zu den in Tab. 4.3 (5. Spalte) aufgeführten Fehlern, nun ignoriert. Die daraus resultierenden Approximationsfehler stellen eine obere Schranke für die zu erwartende Güte dar. Optimale Ergebnisse wären dann zu erwarten, falls die Fehler des EOF-Modells mit denjenigen aus der Hauptkomponentenanalyse übereinstimmen. In diesem Fall läge eine Übereinstimmung zwischen den Koeffizienten des EOF-Modells und den Hauptkomponenten vor. Wie Tab. 5.1 zeigt, sind die Approximationsfehler des EOF-Modells deutlich größer, wobei die Differenzen mit zunehmenden Approximationsgrad  $n$  anwachsen. Wie oben erwähnt, muß dafür u. a. die gegenseitige Abhängigkeit der Eingangsparameter verantwortlich gemacht werden. Die Ergebnisse zeigen folglich, daß das EOF-Modell keine optimalen Ergebnisse liefert. Wie bis jetzt aber gezeigt werden konnte, ist das Verfahren in der Lage, unter Verwendung der gewählten Eingangsparameter einen großen Teil der beobachteten Feuchtevariabilität zu erklären.

Die vertikale Verteilung der mittleren quadratischen Abweichungen zwischen den gemessenen und berechneten Feuchteprofilen (RMS) und der systematischen Fehler (BIAS) ist in Abb. 5.1 a bzw. b dargestellt. Diese Fehlerstatistik basiert wieder auf dem oben erwähnten Teilkollektiv des FGGE-Datensatzes. Aus Abb. 5.1 a ist zu ersehen, daß mit zunehmender Approximation  $n$  der EOF-Reihenentwicklung nahezu in allen Niveaus eine Abnahme des RMS-Fehlers verbunden ist. Die stärkste Fehlerreduktion wird beim Übergang von  $n = 0$  auf  $n = 1$  erzielt. Bei einer Approximation zweiter Ordnung ( $n = 2$ ) zeigt sich eine Verbesserung insbesondere innerhalb der maritimen Grenzschicht zwischen 950 und 800 hPa und in der mittleren und hohen Troposphäre. In Meeresniveau wird der RMS-Fehler von 1.3 g/kg auf 0.9 g/kg reduziert, falls die EOF dritter Ordnung ( $n = 3$ ) berücksichtigt wird. Eine Erklärung dafür ist der starke Einfluß der Ozeanoberflächentemperatur auf das bodennahe Feuchtefeld, der im wesentlichen durch den dritten Eigenvektor erfaßt wird. In höheren Schichten wird mit einer Approximation dritten Grades nur noch eine

leichte Verbesserung erzielt. Große RMS-Fehler von etwa 0.9 g/kg existieren weiterhin im Bereich der mittleren Position der Grenzschichtinversion bei etwa 770 hPa. Die mit der Inversion einhergehenden starken Feuchteänderungen werden offenbar auch mit einer Approximation dritten Grades nicht ausreichend beschrieben. Aus Abb. 5.1 ist weiterhin zu erkennen, daß das EOF-Modell der einfachen "power-law"-Methode deutlich überlegen ist. Bereits mit einer Approximation erster Ordnung ( $n = 1$ ) wird eine Reduktion des Fehlers der bodennahen spezifischen Feuchte um 44 % erzielt. Überdies sind die systematischen Fehler beim EOF-Modell deutlich kleiner als bei der "power-law"-Methode (siehe Abb. 5.1 b).

Die Tab. 5.2 zeigt die Fehlerstatistik aufgeschlüsselt nach den einzelnen Gebieten sowie für das bodennahe Niveau und unterschiedlichen Druckschichten von 1000 bis 400 hPa. Die mit höherem Approximationsgrad verbundene Fehlerreduktion ist auch in den einzelnen Regionen wiederzuerkennen. Dies gilt für alle Druckschichten außer für das bodennahe Niveau. Hier zeigt sich in den Gebieten 2, 6 und 7 mit Aufnahme der zweiten EOF eine leichte Verschlechterung der Ergebnisse. Dies ist auf Feuchteprofile zurückzuführen, deren bodennahe Feuchtwerte durch eine Approximation zweiten Grades nur unzureichend beschrieben werden können. Die Aufnahme der Ozeanoberflächentemperatur ( $n = 3$ ) führt wieder zu einer erheblichen Fehlerreduktion. Weiterhin ist zu erkennen, daß das EOF-Modell im Vergleich zur "power-law"-Methode insbesondere in Meeresniveau deutlich bessere Ergebnisse liefert. In dem tropischen Gebiet 5 z. B. führt die Approximation dritten Grades des EOF-Modells zu einer Verringerung des Fehlers der bodennahen Feuchte um 80 % gegenüber der Anwendung der "power-law"-Methode. Beträchtliche Fehler sind in der Passatregion (Gebiet 4) vor allem in der Schicht zwischen 1000 und 800 hPa zu verzeichnen. Wie bereits oben erwähnt wurde, zeichnet sich diese Region durch die Existenz einer kräftigen Passatwindinversion aus, die mit starken Feuchteänderungen einhergeht. Da die EOF's jedoch nur die mittlere Position der Inversionshöhe beschreiben, können große Abweichungen davon zu erheblichen Fehlern führen.

Aufgrund der hohen Variabilität der Feuchte sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen ist es sinnvoll, die absoluten Fehler auf die klimatologischen Mittel zu beziehen. Aus Tab. 5.3 kann entnommen werden, daß, bezogen auf den relativen Fehler, die besten Ergebnisse im bodennahen Niveau und in den tropischen Gebieten erzielt werden. Maximale relative Fehler liegen dagegen im nördlichen Nordatlantik (Gebiet 1) vor.

Abb. 5.3 zeigt das Ergebnis der Anwendung der Verfahren für zwei individuelle Messungen. Das Vorzeichen des berechneten Koeffizienten  $c_1$  deutet in beiden Fällen auf eine negative Anomalie des Gesamtwasserdampfgehaltes hin. Mit Berücksichtigung der EOF zweiter Ordnung wird eine deutliche Fehlerreduktion sowohl am Boden als auch in der hohen Troposphäre erzielt. Für das in Abb. 5.3 a dargestellte Profil signalisiert das positive Vorzeichen des Koeffizienten  $c_2$ , daß die unteren Schichten gegenüber dem Mittel weniger und die höheren Schichten mehr Wasserdampf enthalten. Umgekehrte Verhältnisse liegen dagegen für das in Abb. 5.3 b gezeigte Feuchteprofil vor. Unterhalb der Grenzschichtinversion bei  $\sigma = 0.8$  ist die Wasserdampfkonzentration deutlich größer, oberhalb davon erheblich geringer. Diese Profilstruktur kommt durch das negative Vorzeichen des Koeffizienten  $c_2$  zum Ausdruck. Mit der Approximation dritter Ordnung ( $n = 3$ ) wurde für das in Abb. 5.3 a dargestellte Profil nur noch eine geringe Verbesserung erzielt. Für den in Abb. 5.3 b gezeigten Fall lieferte  $n = 3$  keine weitere Fehlerreduktion und wurde deswegen nicht mehr dargestellt.

### 5.3 Verifikation der Modelle auf der Basis unabhängiger Meßdaten

Bei der Interpretation der bisherigen Ergebnisse ist zu berücksichtigen, daß den entwickelten statistischen Verfahren zur Ableitung von Feuchteprofilen nur ein zeitlich und räumlich begrenzter Datensatz zugrunde liegt. Deswegen soll im folgenden auf der Basis unabhängiger Daten überprüft werden, ob die Algorithmen auch erfolgreich auf Meßdaten angewendet werden können, die anderen Zeiträumen und geographischen Regionen entstammen. Dazu wurde ein

Datenkollektiv ausgewählt, das aus 478 Radiosondenmessungen besteht, die während der Expeditionen der deutschen Forschungsschiffe "Polarstern" und "Meteor" im Zeitraum von Januar 1983 bis Oktober 1986 im Bereich des Atlantiks gewonnen wurden. Von der Gesamtzahl der Messungen entfallen 308 auf den Nordatlantik und 170 auf den Südatlantik, wobei die Messungen im Nordatlantik im wesentlichen im östlichen Teil (Gebiet 2, 3, 4 und 5) und im Südatlantik im westlichen Teil konzentriert sind. Die Eingangsparameter wurden wiederum aus den Messungen berechnet, gefolgt von einer Abschätzung der Feuchteprofile unter Anwendung der entwickelten Methoden. Da für den Südatlantik keine entsprechende Statistik vorlag, wurden für diese Messungen die für den Nordatlantik abgeleiteten regionalen Eigenvektoren benutzt. Dabei wurde vorausgesetzt, daß für den Südatlantik eine ähnliche Feuchteprofilklassifikation angenommen werden kann. Die Ergebnisse der für das nord- und südatlantische Datenkollektiv getrennt durchgeführten Fehlerstatistik sind in der Tab. 5.4 bzw. Tab. 5.5 aufgeführt. Trotz einer Zunahme der Fehler gegenüber denjenigen, die auf der Basis der abhängigen FGGE-Daten berechnet wurden (siehe Tab. 5.2 und Tab. 5.3, letzte Spalte), ist bei beiden Datensätzen die Tendenz einer mit höherer Ordnung zunehmenden Güte des EOF-Modells zu erkennen. Bemerkenswert ist, daß im Unterschied zu den FGGE-Daten auch die Approximation zweiter Ordnung zu einer deutlichen Verbesserung in der bodennahen Schicht führt. Die durch die Aufnahme der dritten EOF erzielte Verbesserung fällt dagegen etwas schwächer aus. Auch für diese Daten liefert das EOF-Modell deutlich bessere Ergebnisse als die "power-law"-Methode. Weiterhin fällt auf, daß im Südatlantik geringere Fehler auftreten als im Nordatlantik. Dies liegt vermutlich daran, daß der überwiegende Teil der nordatlantischen Messungen aus der Passatregion (Gebiet 4) stammt (z. B. die Kapverdenexpedition der FS METEOR). Wie aus Tab. 5.2 hervorgeht, sind die größten Fehler bei der Abschätzung der Feuchte gerade in dieser von der Passatwindinversion beeinflussten Region zu erwarten. Ein Großteil der südatlantischen Messungen stammt dagegen aus den mittleren und höheren Breiten, wo die Verfahren i. a. bessere Ergebnisse liefern.



Von besonderem Interesse ist weiterhin die Frage nach der Qualität der Modellergebnisse bei extremen Wettersituationen. Die in Abb. 5.4 dargestellte Bodenanalyse vom 27.09.1987 (6 Uhr UT) zeigt eine intensive Zyklone über dem Nordatlantik, die aus dem Wirbelsturm "Emily" hervorgegangen ist. Das teilweise okkludierte Tief liegt etwa bei  $57^{\circ}\text{N}$  und  $42^{\circ}\text{W}$  mit einem Kerndruck von 955 hPa. Für den in der Abbildung gezeigten Meridionalschnitt durch das Tief liegen für den gleichen Tag (0 Uhr UT) ECMWF-Analysen der spezifischen Feuchte auf fünf verschiedenen Standardniveaus zwischen 1000 und 300 hPa vor. Wie aus der Abb. 5.6 a ersichtlich ist, treten maximale Feuchtwerte im Kern der Zyklone und im Bereich des Warmsektors des zugehörigen Frontensystems bei etwa  $40^{\circ}\text{N}$  und  $30^{\circ}\text{W}$  auf. Auf der Rückseite der Kaltfront nimmt die Feuchte in allen Schichten deutlich ab. Abb. 5.5 a zeigt die meridionale Änderung der aus der vertikalen Integration des Feuchtefeldes berechneten Modelleingangsgroßen  $W$  und  $R = W_G/W$ . Wie zu erkennen ist, liegen hohe Wasserdampfgehalte im Bereich der synoptischen Fronten vor. Die Anwendung des EOF-Modells wurde auf die Approximation zweiter Ordnung beschränkt, da für diese Fallstudie keine Ozeanoberflächentemperaturen vorlagen. Der aus dem Modell resultierende Koeffizient  $c_1$  (siehe Abb. 5.5 b) spiegelt im wesentlichen den Verlauf des Gesamtwasserdampfgehaltes wider, mit positiven Anomalien im Bereich des Kerns und des Warmsektors. Weiterhin ist die starke Korrelation zwischen dem Koeffizienten  $c_2$  und dem Wasserdampfverhältnis  $R$  zu erkennen. Die beobachteten maximalen positiven  $c_2$ -Werte von über 2.0 im Kern und im Bereich des Warmsektors deuten auf große Feuchtebeiträge insbesondere in höheren Atmosphärenschichten hin. Die negativen  $c_2$ -Werte auf der Rückseite der Kaltfront bei  $45^{\circ}\text{N}$  und im Bereich der Antizyklone signalisieren, daß der Wasserdampf hier überwiegend in der Grenzschicht konzentriert ist. Das mit Hilfe der EOF-Approximation erster Ordnung berechnete Feuchtefeld (Abb. 5.6 b) spiegelt lediglich großräumige Feuchtestrukturen wider. Große Abweichungen von der Analyse liegen vor allem in bodennahen Schichten und in der mittleren Troposphäre vor (siehe Abb. 5.7 a). Die Modellergebnisse der Approximation zweiter Ordnung (Abb. 5.6 c und Abb. 5.7 b) zeigen dagegen große

Übereinstimmungen mit dem analysierten Feuchtefeld. Sowohl der starke Feuchtegradient zwischen  $45^{\circ}\text{N}$  und  $50^{\circ}\text{N}$  auf der Rückseite der Kaltfront als auch die bei  $50^{\circ}\text{N}$  und bei  $32^{\circ}\text{N}$  in 600 hPa beobachteten Feuchteminima wurden gut reproduziert. Die im Bereich zwischen  $40^{\circ}\text{N}$  und  $45^{\circ}\text{N}$  in der Analyse beobachtete und mit der Neigung der Warmfront in Zusammenhang stehende meridionale Verschiebung der Feuchtemaxima mit zunehmender Höhe ist in abgeschwächter Form auch in dem berechneten Feld zu erkennen. Der südlich von  $40^{\circ}\text{N}$  zwischen 800 und 700 hPa beobachtete markante Feuchtegradient (siehe Abb. 5.6 a) ist auch in der Abb. 5.6 c angedeutet. Die Ergebnisse unterstreichen die Bedeutung der EOF zweiter Ordnung für die Beschreibung der mit synoptik-skalierten Prozessen und der maritimen Grenzschicht in Verbindung stehenden Feuchteänderungen. Große Abweichungen existieren weiterhin im Bereich des frontalen Systems zwischen  $35^{\circ}\text{N}$  und  $45^{\circ}\text{N}$  und südlich von  $30^{\circ}\text{N}$ . Dabei wird die Feuchte unterhalb 750 hPa deutlich unterschätzt, oberhalb davon überschätzt (siehe Abb. 5.7 b). Die Abweichungen südlich von  $30^{\circ}\text{N}$  sind mit hoher Wahrscheinlichkeit auf die unzureichende Statistik in dieser Region zurückzuführen. Die Ergebnisse der Modellverifikation lassen den Schluß zu, daß die aus einem begrenzten Datensatz berechneten vertikalen EOF's auch auf andere geographische Regionen (z. B. Südatlantik) und andere Jahreszeiten (z. B. Winter) angewendet werden können. Dies unterstreicht nochmals die Repräsentanz der in dieser Arbeit abgeleiteten Feuchtestatistik und zeigt darüberhinaus, daß die EOF's wohl von universeller Natur sind.

## 6. Sensitivität des EOF-Modells gegenüber den Meßfehlern der Eingangsparameter

Wie in Kap. 5 gezeigt wurde, führt eine Erhöhung des Approximationsgrades der EOF-Reihe zu einer signifikanten Fehlerreduktion in allen Schichten. Dabei wurde vorausgesetzt, daß die aus in-situ-Messungen berechneten Modelleingangsparameter  $W$ ,  $W_G$  und  $T_s$  nicht mit Meßfehlern behaftet sind. Werden diese Größen jedoch aus Fern-

erkundungsverfahren ermittelt, so muß mit erheblichen Meßungenauigkeiten gerechnet werden. Inwieweit sich diese Fehler auf die Modellergebnisse auswirken, soll im folgenden untersucht werden.

Die vom Modell berechnete spezifische Feuchte  $q_{nj}$  der Approximation  $n$  im Sigmaniveau  $j$  hängt gemäß der EOF-Reihenentwicklung Gl. (5.5) direkt von den berechneten Koeffizienten  $\tilde{c}_k$  und diese gemäß Gl. (5.4) von den Messungen  $M_k$  ab:

$$\begin{aligned} (6.1 \text{ a}) \quad q_{nj} &= q_{nj}(\tilde{c}_1, \dots, \tilde{c}_n) & n &= 1, \dots, 3 \\ & & k &= 1, \dots, n \\ (6.1 \text{ b}) \quad \tilde{c}_k &= \tilde{c}_k(M_1, \dots, M_n) & j &= 1, \dots, 21 \end{aligned}$$

Die Anwendung der Gaußschen Fehlerrechnung auf Gl. (6.1 a) liefert in Verbindung mit Gl. (5.5) eine Abschätzung des zu erwartenden Meßfehlers der spezifischen Feuchte  $\delta_{Mq_{nj}}$  im Niveau  $j$ :

$$(6.2) \quad \delta_{Mq_{nj}} = \left[ \sum_{k=1}^n \left( \frac{\partial q_{nj}}{\partial c_k} \delta \tilde{c}_k \right)^2 \right]^{1/2} = \left[ \sum_{k=1}^n \left( Q_{kj} \delta \tilde{c}_k \right)^2 \right]^{1/2}$$

Eine Abschätzung der Fehler der Koeffizienten  $\delta \tilde{c}_k$  ergibt sich aus nochmaliger Anwendung der Gaußschen Fehleranalyse auf Gl. (6.1 b) unter Berücksichtigung von Gl. (5.4):

$$(6.3) \quad \delta \tilde{c}_k = \left[ \sum_{i=1}^n \left( \frac{\partial \tilde{c}_k}{\partial M_i} \delta M_i \right)^2 \right]^{1/2} = \left[ \sum_{i=1}^n \left( S_{ki}^{-1} \delta M_i \right)^2 \right]^{1/2},$$

wobei  $S_{ki}^{-1}$  ein Element der Inversen der Matrix  $\underline{S}$  beschreibt und die  $\delta M_i$  die Meßfehler der Eingangsparameter  $M_i$  darstellen. Gl. (6.3) in Gl. (6.2) eingesetzt, liefert die gesuchte Formulierung für den Meßfehler der spezifischen Feuchte im Niveau  $j$ :

$$(6.4) \quad \delta_{Mq_{nj}} = \left[ \sum_{k=1}^n Q_{kj}^2 \sum_{i=1}^n \left( S_{ki}^{-1} \delta M_i \right)^2 \right]^{1/2} \quad \begin{aligned} n &= 1, \dots, 3 \\ j &= 1, \dots, 21 \end{aligned}$$

Zur Untersuchung des Einflusses der Meßfehler  $\delta M_i$  auf die Modell-  
ergebnisse wurde der totale Fehler  $\delta_t q_{nj}$  wie folgt definiert:

$$(6.5) \quad \delta_t q_{nj} = \left[ \delta_M q_{nj}^2 + \delta_A q_{nj}^2 \right]^{1/2} \quad \begin{array}{l} n = 1, \dots, 3 \\ j = 1, \dots, 21 \end{array}$$

wobei die Größe  $\delta_A q_{nj}$  den Approximationsfehler bezeichnet, der aus  
einem Vergleich der berechneten Feuchteapproximationen  $q_{nj}$  der Ord-  
nung  $n$  mit Messungen  $q_j$  resultiert (siehe Kap. 5) :

$$(6.6) \quad \delta_A q_{nj} = \left[ \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \left[ q_j - q_{nj} \right]_i^2 \right]^{1/2} \quad \begin{array}{l} n = 1, \dots, 3 \\ j = 1, \dots, 21 \end{array}$$

In Hinblick auf den Test der Sensitivität des EOF-Modells gegenüber  
den Meßfehlern  $\delta M_i$  wurde die Differenz zwischen den totalen Fehlern  
unterschiedlicher Approximation berechnet:

$$(6.7) \quad D_{nm} = \delta_t q_n - \delta_t q_m \quad \text{mit} \quad m > n$$

wobei  $\delta_t q_n$  und  $\delta_t q_m$  die Beträge des in Gl. (6.5) definierten  
totalen Fehlervektors der Ordnung  $n$  bzw.  $m$  angeben. Falls  $D_{nm} > 0$   
ist, führt die höhere Approximation  $m$  trotz der berücksichtigten  
Meßfehler zu einer Reduzierung des Gesamtfehlers.  $D_{nm} < 0$  bedeutet  
dagegen eine Abnahme der Güte, da die Meßungenauigkeiten die  
aufgrund der höheren Approximation zu erwartende Fehlerreduktion  
überkompensieren. In Abb. 6.1 ist die gemäß Gl. (6.7) berechnete  
Differenz zwischen den totalen Fehlern nullter und erster Ordnung  
 $D_{01}$  in Abhängigkeit des Meßfehlers des Gesamtwasserdampfgehaltes  $\delta W$   
für sämtliche Gebiete dargestellt. Die typische Größenordnung der  
Fehler der aus der Mikrowellenradiometrie fernerkundeten Gesamt-  
wasserdampfgehalte schwankt in Abhängigkeit der verwendeten Radio-  
meter und Algorithmen zwischen  $1.5 \text{ kg/m}^2$  (Schluessel und Emery,  
1989) und etwa  $2.5 \text{ kg/m}^2$  (Staelin et al., 1976; Chang und Wilheit,  
1979; Grody et al., 1980 und Prabhakara et al., 1982). Wie der Abb.

6.1 entnommen werden kann, führt das EOF-Modell erster Ordnung trotz der Meßfehler in allen Gebieten zu einer signifikanten Fehlerreduktion ( $D_{01} > 0$ ). Dabei nimmt der Betrag der Differenz  $D_{01}$  zu größeren Werten des Meßfehlers  $\delta W$  hin ab. In Gebiet 1 z. B. verringert sich die aufgrund der Approximation erster Ordnung erzielte Verbesserung von 2.0 g/kg für den fehlerfreien Fall auf 1.5 g/kg für  $\delta W = 2.5 \text{ kg/m}^2$ . Ferner ist zu erkennen, daß sich das Gebiet 6 deutlich von den übrigen Gebieten abhebt. Dies liegt daran, daß das Klimamittel ( $n = 0$ ) aufgrund der hohen Variabilität der Feuchte in dieser Region eine schlechte Approximation darstellt. Die Berücksichtigung von  $W$  ( $n = 1$ ) führt deswegen zu einer überdurchschnittlich großen Fehlerreduktion.

Die Ergebnisse ändern sich grundlegend bei einer Approximation zweiten Grades. Abb. 6.2 zeigt die über sämtliche Gebiete gemittelte Verteilung der Fehlerdifferenz  $D_{12}$  in Abhängigkeit der Meßfehler des Gesamtwasserdampfgehaltes  $\delta W$  und des Grenzschichtwasserdampfgehaltes  $\delta W_G$ . Die mittlere Differenz  $D_{12}$  nimmt für bestimmte Kombinationen der Fehler  $\delta W$  und  $\delta W_G$  negative Werte an. In diesen Fällen wird die aufgrund des verbesserten Modells ( $n = 2$ ) erzielte Fehlerreduktion durch die Meßfehler der Eingangsparameter kompensiert. Unter der Annahme, daß  $W$  mit einer Genauigkeit von  $1.5 \text{ kg/m}^2$  aus Fernerkundungsverfahren bestimmt werden kann (Schluessel und Emery, 1989), ist nur dann mit einer Fehlerreduktion zu rechnen, wenn der Meßfehler von  $W_G$  den Grenzwert von  $1.2 \text{ kg/m}^2$  nicht überschreitet. Erste Versuche zur Ableitung des Grenzschichtwasserdampfgehaltes  $W_G$  aus Fernerkundungsverfahren im Mikrowellenbereich (Simmer et al., 1989) lassen den Schluß zu, daß die Größenordnung von  $\delta W_G$  durchaus vergleichbar mit dem oben angegebenen Grenzwert ist. Eine Erhöhung der Güte der fernerkundeten Wasserdampfgehalte in Zukunft würde eine Approximation zweiten Grades ermöglichen und damit zu einer weiteren Verbesserung der Beschreibung der vertikalen Feuchteverteilung führen.

Die Sensitivitätsstudie zeigte darüberhinaus, daß die Berücksichtigung der dritten EOF trotz der zur Zeit erreichten Genauigkeit der fernerkundeten Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$  von  $1.0 \text{ K}$  (Lipes, 1982; Taylor, 1983 und Gloersen, 1984) zu keiner signifikanten

Verbesserung führt. Dies gilt insbesondere für die tropischen Regionen, da hier der Fehler  $\delta T_s$  in der gleichen Größenordnung wie die beobachtete Variabilität der Ozeanoberflächentemperatur ist.

## 7. Feuchtekorrektur bei Kenntnis des Temperaturprofils

Da das entwickelte EOF-Modell keine Informationen über die vertikale Temperaturverteilung voraussetzt, muß mit künstlich erzeugten Übersättigungen gerechnet werden. Im folgenden soll deswegen untersucht werden, in welchem Maße Fehler dieser Art auftreten und in welcher Weise das fehlerhafte Feuchteprofil korrigiert werden kann. Dazu wird die Kenntnis des Temperaturprofils vorausgesetzt. Einen Indikator für das Auftreten von Übersättigungen stellt die Differenz zwischen der aus dem Modell resultierenden Approximation der spezifischen Feuchte  $q_n$  der Ordnung  $n$  und der spezifischen Sättigungsfeuchte  $q_s$  dar :

$$(7.1) \quad D(\sigma_j) = q_n(\sigma_j) - q_s(T(\sigma_j)) \quad j = 1, \dots, 21 \quad ,$$

wobei zur Berechnung von  $q_s$  das gemessene Temperaturprofil  $T(\sigma_j)$  herangezogen wurde. Übersättigungen liegen vor, falls die Differenz  $D(\sigma_j)$  größer als Null ist. In dieser Weise wurden 1067 berechnete Feuchteprofile des in Kap. 5 beschriebenen Teilkollektivs des FGGE-Datensatzes auf Fehler dieser Art hin überprüft und ihre prozentuale Häufigkeit in verschiedenen Schichten berechnet. Aus Tab. 7.1 ist ersichtlich, daß Übersättigungen am häufigsten in der bodennahen Schicht auftreten, insbesondere bei denjenigen Profilen, die mit Hilfe der "power-law"-Methode bestimmt wurden. In diesem Fall führt die Annahme eines klimatologischen Wertes ( $n = 0$ ) für die bodennahe Feuchte zu deutlich geringeren Übersättigungen. Das EOF-Modell schneidet dagegen erheblich besser ab. Hier nimmt die Anzahl der identifizierten Übersättigungen in der Schicht vom Boden bis 800 hPa mit zunehmendem Approximationsgrad ab. Die stärkste Reduktion tritt beim Übergang von der zweiten zur dritten Ordnung vor allem in Meeresniveau auf. Ein Grund dafür ist vermutlich der

positive Einfluß der im EOF-Modell berücksichtigten Ozeanoberflächentemperatur, die für die bodennahe spezifische Feuchte eine zusätzliche Zwangsbedingung darstellt. Die bei einer Erhöhung des Approximationsgrades von der ersten bis zur dritten Ordnung beobachtete Zunahme der Zahl der Übersättigungen in der Schicht zwischen 800 und 400 hPa ist wahrscheinlich auf Ungenauigkeiten der Eigenvektoren höherer Ordnung zurückzuführen. Ein Grund für das Auftreten dieser Fehler beim EOF-Modell stellt der Abbruch der EOF-Reihe bereits nach der ersten, zweiten oder dritten Ordnung dar. Die verbleibenden Restfehler können teilweise für die beobachteten Übersättigungen verantwortlich gemacht werden.

In Hinblick auf die Eliminierung dieser Fehler wurde ein iteratives Korrekturverfahren entwickelt, das die in einer Schicht auftretenden Übersättigungen sukzessiv auf die entsprechenden Sättigungswerte reduziert. Die vertikale Verteilung des überschüssigen Wasserdampfes erfolgt unter der Bedingung der Invarianz des Gesamtwasserdampfgehaltes. In Abb. 7.1 ist zur Illustration des Verfahrens ein künstliches Feuchteprofil zusammen mit dem zugehörigen Sättigungsprofil dargestellt. Wie aus der Abbildung zu erkennen ist, treten Übersättigungen in der Schicht zwischen  $\sigma = 0.8$  und  $\sigma = 0.65$  auf. Es muß betont werden, daß die in der Natur auftretenden Übersättigungen i. a. geringer sind als die in der Abbildung dargestellten. Zur Herleitung des Korrekturverfahrens werden folgende Differenzfunktionen benötigt:

$$(7.2) \quad \begin{aligned} \Delta q^+(\sigma) &= \begin{cases} 0 & \text{falls } q(\sigma) \leq q_s(\sigma) \\ q(\sigma) - q_s(\sigma) & \text{falls } q(\sigma) > q_s(\sigma) \end{cases} \\ \Delta q^-(\sigma) &= \begin{cases} 0 & \text{falls } q(\sigma) > q_s(\sigma) \\ q_s(\sigma) - q(\sigma) & \text{falls } q(\sigma) \leq q_s(\sigma) \end{cases} \end{aligned}$$

Die vertikale Integration der positiven Funktionen  $\Delta q^+$  und  $\Delta q^-$  über die gesamte Atmosphäre gemäß Gl. (4.40) liefert die Wasserdampfgehalte  $\Delta W^+$  bzw.  $\Delta W^-$ . Übersättigungen liegen dann vor, falls  $\Delta W^+ > 0$  ist. Die Anwendung der Korrekturmethode ist nur möglich, falls die Bedingung  $\Delta W^+ \leq \Delta W^-$  erfüllt ist. Nur in diesem Fall kann der

überschüssige Wasserdampf  $\Delta W^+$  auf die übrigen Schichten verteilt werden, ohne daß weitere Übersättigungen erzeugt werden. Als Korrekturfunktion  $K_m(\sigma)$  des m-ten Iterationsschrittes wurde das Exponentenprofil gewählt:

$$(7.3) \quad K_m(\sigma) = a_m \sigma^\lambda$$

Der Faktor  $a_m$  ergibt sich aus der vertikalen Integration von Gl. (7.3) mit Hilfe von Gl. (4.40):

$$(7.4) \quad a_m = \frac{g(\lambda+1)}{p_0 - p_T} \Delta W_m^+$$

Unter der Annahme, daß der Exponent  $\lambda$  und der Bodendruck  $p_0$  bekannt sind (siehe Kap. 4.2.1), ist es möglich, den Koeffizienten  $a_m$  und die Funktion  $K_m$  gemäß Gl. (7.4) bzw. Gl. (7.3) zu berechnen und eine Korrektur des Feuchteprofils wie folgt vorzunehmen:

$$(7.5) \quad q_{m+1}(\sigma) = \begin{cases} q_m(\sigma) + K_m(\sigma) & \text{falls } q_m(\sigma) \leq q_s(\sigma) \\ q_s(\sigma) + K_m(\sigma) & \text{falls } q_m(\sigma) > q_s(\sigma) \end{cases}$$

Für das korrigierte Profil des (m+1)-ten Iterationsschrittes wird nun wiederum die Differenzfunktion  $\Delta q_{m+1}^+(\sigma)$  und der Wasserdampfgehalt  $\Delta W_{m+1}^+$  bestimmt und anschließend unter Anwendung der Gleichungen (7.3)–(7.5) eine neue Korrektur vorgenommen. Das Verfahren ist konvergent, d. h. es gilt  $\Delta W_{m+1}^+ \leq \Delta W_m^+$ . Die Iterationsschleife wird solange durchlaufen, bis der Wasserdampfgehalt  $\Delta W_{m+1}^+$  einen vorgegebenen Grenzwert  $\varepsilon$  unterschreitet. Für das in Abb. 7.1 dargestellte fehlerhafte Feuchteprofil ist die Bedingung  $\Delta W^+ \leq \Delta W^-$  erfüllt, so daß eine Korrektur durchgeführt werden konnte. Der Wert für  $\varepsilon = 0.0001$  wurde nach 11 Iterationen erreicht. Wie aus Abb. 7.1 zu erkennen ist, weist das korrigierte Feuchteprofil (strich-punktiert) keine signifikanten Übersättigungen mehr auf. Die Feuchtekorekturen nehmen entsprechend der in Gl. (7.3)



definierten Korrekturfunktion exponentiell mit der Höhe ab.

Falls die Bedingung  $\Delta W^+ \leq \Delta W^-$  nicht erfüllt ist, werden die fehlerhaften Feuchtwerte einfach durch die entsprechenden Sättigungswerte ersetzt. In diesem nur selten auftretenden Fall kann die Bedingung der Invarianz des Gesamtwasserdampfgehaltes jedoch nicht mehr aufrechterhalten werden.

Die entwickelte Korrekturmethode wurde auf die als fehlerhaft identifizierten Feuchteprofile angewendet und anschließend, analog zu Kap. 5.2, eine Fehleranalyse durchgeführt. Ein Vergleich der RMS-Fehler der korrigierten (Tab. 7.2) mit denjenigen der unkorrigierten Feuchteprofile (Tab. 5.2, letzte Spalte) zeigt, daß die Korrektur bei allen Modellen zu einer signifikanten Verbesserung der Feuchtebeschreibung insbesondere in unteren Schichten führt. Bemerkenswert ist, daß die mit der EOF-Approximation zweiter Ordnung beobachtete Zunahme des RMS-Fehlers in der bodennahen Schicht deutlich schwächer ausfällt als im unkorrigierten Fall.

Die Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß die Korrekturmethode auch erfolgreich auf realistische Profile angewendet werden kann. Es muß ausdrücklich betont werden, daß eine wichtige Voraussetzung dafür die Kenntnis des Temperaturprofils ist.

## 8. Anwendung der Algorithmen auf Satellitendaten und Vergleich mit in-situ-Messungen

### 8.1 Daten des polarumlaufenden Satelliten NIMBUS 7

Für den Zeitraum von Juni bis August 1979 standen Daten des auf dem Satelliten NIMBUS 7 installierten Mikrowellenradiometers SMMR zur Verfügung. Der im Oktober 1978 gestartete polarumlaufende und sonnensynchrone Satellit NIMBUS 7 umfliegt die Erde in einer Höhe von 955 km mit einer Fluggeschwindigkeit von 6.4 Kilometer pro Sekunde. Damit beträgt die Umlaufzeit des Satelliten etwa 105 Minuten. Eine globale Vermessung der Erdoberfläche erfolgt nach 13.7 Umläufen. Der Äquator wird mit aufsteigendem Knoten (von Süd nach Nord) gegen Mittag und mit absteigendem Knoten gegen

Mitternacht überquert. Die nodale Regression der einzelnen Flugbahnen beträgt 27.3 Grad. Das an Bord von NIMBUS 7 installierte Radiometer SMMR mißt sowohl vertikal als auch horizontal polarisierte Strahldichten bei 6.6, 10.7, 18, 21 und 37 GHz. Die von der Frequenz abhängige räumliche Auflösung auf der Erdoberfläche schwankt zwischen 156 km bei 6.6 GHz und 30 km bei 37 GHz. Die Breite der konischen Scanspur auf der Erdoberfläche beträgt etwa 780 km. Der Satellit betrachtet ein Oberflächenelement stets unter dem gleichen Winkel von  $50^\circ$ . Die gewonnenen Rohdaten wurden nach Anbringung von Antennenkorrekturen auf ein äquidistantes Gitter mit einer Auflösung von 60 km interpoliert (NASA, 1985). Anschließend wurde der Gesamtwasserdampfgehalt  $W$  mit Hilfe der von Gloersen et al. (1984) entwickelten Methode berechnet, die auf einer Kombination der gemessenen vertikal und horizontal polarisierten Helligkeitstemperaturen bei 18, 21 und 37 GHz basiert. Der zu erwartende RMS-Fehler des abgeleiteten Gesamtwasserdampfgehaltes beträgt etwa  $2.8 \text{ kg/m}^2$  (Schrader, 1989). Für den Grenzschichtwasserdampfgehalt kann aufgrund der Abhängigkeit dieser Größe von  $W$  ein ähnlicher Fehler angenommen werden. Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie (Kap. 6) haben gezeigt, daß eine Approximation der EOF-Reihe bis zur zweiten Ordnung in diesem Fall zu keiner signifikanten Verbesserung des Feuchteprofils führt. Infolgedessen wurde die Anwendung des EOF-Modells auf die erste Ordnung beschränkt. Als Voraussetzung für die Interpretation der Ergebnisse soll zunächst das Problem der Verifikation der aus Satellitenmessungen abgeleiteten physikalischen Größen diskutiert werden.

## 8.2 Das Problem der Vergleichbarkeit von Satellitendaten und in-situ-Messungen

Bei einem Vergleich zwischen fernerkundeten physikalischen Größen mit in-situ-Messungen muß berücksichtigt werden, daß die für einzelne Pixel abgeleiteten Parameter Flächenmittel darstellen, während es sich bei den in-situ-Messungen um Punktmessungen handelt. Darüberhinaus kann aufgrund der Charakteristiken des

Satellitenorbits keine exakte Übereinstimmung von Ort und Zeitpunkt der Radiosonden- und Satellitenmessungen erwartet werden. Das Problem besteht nun in der Suche nach geeigneten zeitlichen und räumlichen Distanzen, innerhalb derer ein Vergleich noch sinnvoll ist. Einerseits sollte das Zeit- und Raumfenster so bemessen sein, daß ein ausreichend großes Datenkollektiv zustande kommt, das statistisch abgesicherte Aussagen zuläßt. Andererseits ist wegen der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Feuchte ein vernünftiger Vergleich zwischen Satelliten- und in-situ-Messungen nur dann möglich, wenn ihr Abstand deutlich kleiner als die horizontale Korrelationslänge des maritimen Feuchtefeldes ist. Dies ist das Grundprinzip der sogenannten "collocation"-Technik. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist die Kenntnis typischer Korrelationsskalen des horizontalen Feuchtefeldes.

Van Maanen (1981) berechnete typische Korrelationslängen der spezifischen Feuchte für verschiedene Höhen und Jahreszeiten mit Hilfe einer Autokorrelationsanalyse eines umfangreichen Kollektivs von Radiosondenmessungen, die im Zeitraum von 1976 bis 1978 über dem europäischen Kontinent gewonnen wurden. Entsprechend seiner Untersuchungen nimmt die Korrelationslänge für winterliche Verhältnisse mit der Höhe von 730 km in 850 hPa auf 480 km in 500 hPa ab. Zum Sommer hin ist in 850 hPa eine Zunahme dieser Länge auf 990 km und in 500 hPa eine Abnahme auf 330 km zu verzeichnen. Für das maritime Feuchtefeld konnten solche Skalen aufgrund der geringen Datendichte über dem Ozean bisher noch nicht bestimmt werden. Die Verifikation der fernerkundeten Feuchteprofile erfolgte an Hand von Radiosondenmessungen des FGGE-Datenkollektivs. Unter Berücksichtigung der von Van Maanen abgeleiteten horizontalen Skalen der spezifischen Feuchte wurden für das Raumfenster Werte zwischen 100 und 300 km und für das Zeitfenster  $\pm 3$  Stunden gewählt. Die Vergrößerung des Raumfensters von 100 auf 300 km führte zu einer erheblichen Zunahme der Anzahl der Überlappungen von Ort und Zeitpunkt der Satelliten- und in-situ-Messungen von 306 auf 600. Der RMS-Fehler, der aus einem Vergleich zwischen den aus Satelliten- und Radiosondenmessungen abgeleiteten Werten des Gesamtwasserdampfgehaltes resultiert, nahm jedoch nur geringfügig

von  $5.1 \text{ kg/m}^2$  bei 100 km auf  $5.9 \text{ kg/m}^2$  bei 300 km zu. In Hinblick auf eine bessere statistische Absicherung der Aussagen der Verifikationsstudie konzentriert sich die folgende Diskussion deswegen auf die Ergebnisse, die mit einem Raumfenster von 300 km erzielt wurden. Der etwas größere RMS-Fehler wurde dabei in Kauf genommen.

Bevor die entwickelten Modelle zur Berechnung der Feuchteprofile zur Anwendung kamen, erfolgte eine Qualitätskontrolle der fernerkundeten Gesamtwasserdampfgehalte. Dabei wurden diejenigen W verworfen, für die die Differenz zu den in-situ-Messungen größer als das Zweifache des berechneten RMS-Fehlers von  $5.9 \text{ kg/m}^2$  betrug. Durch diese Prozedur wurden insgesamt 16 Messungen als "Ausreißer" identifiziert und eliminiert, was zu einer Reduktion des RMS-Fehlers von  $5.9$  auf  $4.6 \text{ kg/m}^2$  führte. Die in das Streudiagramm Abb. 8.1 a eingezeichnete Regressionsgerade signalisiert eine gute Übereinstimmung zwischen den Satelliten- und den Radiosondendaten. Der systematische Fehler von  $-0.8 \text{ kg/m}^2$  deutet darauf hin, daß W durch den Fernerkundungsalgorithmus leicht unterschätzt wird. Tab. 8.1 zeigt die Ergebnisse aufgeschlüsselt für die einzelnen Gebiete. Danach treten die geringsten relativen Fehler in den Tropen auf. Hier wird W deutlich überschätzt, in den übrigen Gebieten dagegen unterschätzt. Es muß jedoch einschränkend bemerkt werden, daß die geringe Anzahl von Vergleichsmessungen in den Gebieten 4 bis 7 kaum statistisch abgesicherte Aussagen zur Qualität von W zulassen. Die beobachteten großen Fehler können mehrere Ursachen haben. Erstens müssen die Ungenauigkeiten der Fernerkundungsmethode berücksichtigt werden. Hier spielt insbesondere in den tropischen Regionen der Einfluß von regnenden Wolken eine große Rolle. In diesem Fall kann die Absorption an Regentropfen zu einer Erhöhung der am Satelliten gemessenen Helligkeitstemperatur und daraus resultierend zu einer Überschätzung von W führen. Zweitens können auch Beobachtungsfehler der Radiosonden nicht ausgeschlossen werden. Schließlich müssen die zeitlichen und räumlichen Differenzen zwischen Satelliten- und Radiosondenmessungen in Betracht gezogen werden. Aufgrund der hohen Variabilität der Feuchte kann es deshalb innerhalb des gewählten

Zeit- und Raumfensters zu größeren Diskrepanzen kommen.

Der fernerkundete Gesamtwasserdampfgehalt diente nun als Eingangsparameter für das EOF-Modell, mit dem Approximationen der Feuchte bis zur ersten Ordnung berechnet wurden. Die Abbildungen 8.1 b und c zeigen einen Vergleich der berechneten und gemessenen Werte der spezifischen Feuchte im bodennahen Niveau bzw. in 850 hPa. Man erkennt eine recht große Streuung der Werte um die Winkelhalbierende. Bei der Berechnung der systematischen Fehler (BIAS) und der mittleren quadratischen Abweichungen (RMS) zwischen den gemessenen und berechneten Feuchtwerten wurden "Ausreißer", d. h. Werte außerhalb des von den punktierten Linien eingegrenzten Fehlerbereichs, nicht berücksichtigt. In diesen Fällen versagte das EOF-Modell. Dadurch reduzierte sich der RMS-Fehler der spezifischen Feuchte am Boden von 1.5 auf 1.3 g/kg und in 850 hPa von 1.6 auf 1.5 g/kg. Die Abbildungen zeigen darüberhinaus, daß die klimatologische Variabilität der Feuchte insgesamt gut reproduziert wird. Die vertikale Verteilung des RMS-Fehlers und des BIAS ist in Abb. 8.2 a bzw. b dargestellt. Zum Vergleich wurde noch die "power-law"-Methode herangezogen. Die berechneten RMS-Fehler der spezifischen Feuchte sind insgesamt größer als die in Kap. 5 diskutierten (siehe Abb. 5.1). Unter Berücksichtigung der Ergebnisse aus Kap. 6 ist dies verständlich, da sich nun die Meßfehler der fernerkundeten Gesamtwasserdampfgehalte bemerkbar machen. Die Aufnahme der EOF erster Ordnung ( $n = 1$ ) führt gegenüber der Klimatologie ( $n = 0$ ) zu einer deutlichen Reduktion des RMS-Fehlers in allen Schichten. Die "power-law" Methode liefert außer in der Schicht zwischen 800 und 690 hPa erheblich schlechtere Ergebnisse. Dies gilt insbesondere für die bodennahen Schichten. Das Maximum des RMS-Fehlers bei 890 hPa ist wahrscheinlich auf den Einfluß der Grenzschichtinversion zurückzuführen. Aufgrund des systematischen Fehlers des Gesamtwasserdampfgehaltes von  $-0.8 \text{ kg/m}^2$  wurde auch die spezifische Feuchte in allen Niveaus außer in Meeresniveau bis zu 0.2 g/kg unterschätzt (Abb. 8.2 b). Die Tabellen 8.2 a und b zeigen die absoluten bzw. die relativen, d. h. die auf die klimatologischen Mittel bezogenen, RMS-Fehler aufgeschlüsselt für unterschiedliche Druckschichten von 1000 bis 400 hPa und für die einzelnen Gebiete.

Die geringsten relativen Fehler der spezifischen Feuchte sind demnach in den tropischen Gebieten und in bodennahen Schichten zu verzeichnen. Die größten Abweichungen treten in den Subtropen (Gebiet 3) auf. Darüberhinaus nimmt der relative Fehler in höheren Schichten erheblich zu. Für die Schicht zwischen 600 und 400 hPa können insbesondere in den polaren und gemäßigten Zonen keine vertrauenswürdigen Werte der spezifischen Feuchte mehr abgeleitet werden.

Für die in Abb. 8.3 dargestellte Messung wurde der aus SMMR-Messungen abgeleitete Gesamtwasserdampfgehalt nur um  $0.41 \text{ kg/m}^2$  überschätzt. Wie zu erkennen ist, liegt infolgedessen auch eine gute Übereinstimmung zwischen dem fernerkundeten Feuchteprofil erster Ordnung ( $n = 1$ ) und der in-situ-Messung vor.

In einer weiteren Studie wurde statt der regionalen EOF's eine für den gesamten Nordatlantik berechnete Strukturfunktion verwendet. Dadurch erhöhte sich der RMS-Fehler der bodennahen Feuchte von  $1.3 \text{ g/kg}$  auf  $1.8 \text{ g/kg}$ . Dieses Ergebnis zeigt, daß die Feuchte insbesondere in den bodennahen Schichten einer großen regionalen Variabilität unterliegt und unterstreicht die Notwendigkeit der vorgenommenen Regionalisierung.

Die Vergleichsstudie hat gezeigt, daß trotz des relativ großen Meßfehlers des Gesamtwasserdampfgehaltes das Profil der spezifischen Feuchte mit einer befriedigenden Qualität fernerkundet werden kann. Bei der Bewertung der Ergebnisse ist jedoch zu berücksichtigen, daß insbesondere in den subtropischen und tropischen Regionen nur eine geringe Zahl von Überlappungen von Satelliten- und in-situ-Messungen existieren. Einerseits würde eine Vergrößerung der gewählten Raum- und Zeitfenster zu einer höheren Anzahl von Vergleichsmessungen und damit zu einer Absicherung der Fehlerstatistik führen. Andererseits wäre in diesem Fall ein vernünftiger Vergleich zwischen Satelliten- und in-situ-Messungen aufgrund der hohen Variabilität der Feuchte kaum noch möglich.

### 8.3 Feuchtefelder aus NIMBUS 7-Messungen - eine Fallstudie

Abschließend soll in diesem Abschnitt die Güte des entwickelten Verfahrens am Beispiel einer Fallstudie demonstriert werden. Die synoptische Lage am 25.09.1979 (12 Uhr UT) im Bereich des zentralen Nordatlantiks ist charakterisiert durch zwei langgestreckte Kaltfronten und einer vorlaufenden Okklusion (Abb. 8.4). Hinter der Kaltfront  $K_1$ , die zu einem Tief mit seinem Kern südöstlich von Grönland gehört, stößt polare Meeresluft weit nach Süden vor. Die zweite Kaltfront ( $K_2$ ) ist Teil einer nördlich von Großbritannien liegenden Wellenstörung. Südlich der Okklusion dehnt sich ein Keil des Azorenhochs über den östlichen Nordatlantik bis nach Mitteleuropa aus. Der Satellit NIMBUS 7 erreichte den Äquator um etwa 13 Uhr UT und überquerte danach den zentralen Teil des Nordatlantiks von Südost nach Nordwest. Wie aus den Abbildungen 8.3 a - c zu erkennen ist, bedeckt die Spur des Satelliten (punktiert) einen Teil der synoptischen Fronten. Für die Verifikation der abgeleiteten Feuchtefelder stand nur eine in-situ-Messung zur Verfügung. Es handelt sich um das bei  $53^\circ\text{N}$  und  $36^\circ\text{W}$  operierende Ozeanwetterschiff C (OWC), welches um 12 Uhr UT einen Radiosonden-aufstieg durchführte. Die horizontale Verteilung des fernerkundeten Gesamtwasserdampfgehaltes (Abb. 8.4 a) längs der Satellitenspur spiegelt maximale Werte von über  $45 \text{ kg/m}^2$  südlich der Kaltfront  $K_2$  im Bereich der Okklusion wider. Auf der Rückseite der Front nimmt W schnell auf Werte zwischen 10 bis  $15 \text{ kg/m}^2$  innerhalb der polaren Kaltluft ab. Bemerkenswert ist die gute Auflösung des mit der Kaltfront in Verbindung stehenden Feuchtegradienten. Die Kaltfront  $K_1$  liegt im Gegensatz zu  $K_2$  in einem Gebiet homogener Feuchteverteilung. Sie besitzt vermutlich nur eine geringe Wetteraktivität. Ein Vergleich mit der in-situ-Messung (OWC) zeigt eine relativ gute Übereinstimmung. Der fernerkundete Gesamtwasserdampfgehalt wurde um  $2.0 \text{ kg/m}^2$  überschätzt. Der Fehler liegt damit innerhalb des Bereichs des RMS-Fehlers und ist deswegen nicht weiter beachtenswert. Diese Ergebnisse stehen in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von McMurdie und Katsaros (1985). Sie fanden heraus, daß die Positionen von synoptischen Fronten eindeutig mit Hilfe der

Horizontalverteilungen des aus SMMR-Messungen abgeleiteten Gesamtwasserdampfgehaltes lokalisiert werden können.

Das dreidimensionale Feuchtefeld wurde aus dem Gesamtwasserdampfgehalt mit Hilfe des EOF-Modells unter Verwendung der regionalen EOF's berechnet. Dabei wurde die EOF-Reihe bis zur ersten Ordnung approximiert. Wie bereits oben erwähnt, stellt der berechnete Koeffizient erster Ordnung  $c_1$  (Abb. 8.4 b) einen Indikator für Anomalien des Gesamtwasserdampfgehaltes dar. Maximale positive Abweichungen vom Mittel liegen im Bereich der Okklusion und der Kaltfront  $K_2$  vor. Die polare Kaltluft ist dagegen überwiegend durch negative W-Anomalien charakterisiert. Auch im Bereich der Antizyklone südlich von  $35^\circ\text{N}$  ist es gegenüber dem Mittel deutlich trockener. Das bodennahe Feuchtefeld (Abb. 8.4 c) weist maximale Werte bis zu 16 g/kg im Bereich der Okklusion auf. Deutlich ist der starke Feuchtegradient auf der Rückseite der Kaltfront  $K_2$  zu erkennen. Im Bereich des OWC überschätzt der Algorithmus die spezifische Feuchte im Meeresniveau um 0.9 g/kg. Weiterhin fällt auf, daß das bodennahe Feuchtefeld die gleichen Strukturen aufweist wie die Verteilung des Gesamtwasserdampfgehaltes. Dies ist verständlich, da bei einer Approximation erster Ordnung das Feuchteprofil linear von W abhängt (siehe Gl. (5.4) und Gl. (5.5)). Für den gleichen Überflug des Satelliten NIMBUS 7 zeigt Abb. 8.5 einen Vertikalschnitt der spezifischen Feuchte vom Äquator bis  $60^\circ\text{N}$ . Das Maximum der Feuchte von über 18 g/kg bei etwa  $8^\circ\text{N}$  steht in Zusammenhang mit der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ), deren Position visuell aus Satellitenbildern (VIS und IR) des geostationären Satelliten METEOSAT bestimmt wurde. Im Passatgebiet nimmt die Feuchte deutlich ab. Die hohen Feuchtwerte bei  $38^\circ\text{N}$  und der markante Feuchtegradient nördlich davon stehen in Zusammenhang mit der Okklusion und der Kaltfront  $K_2$ . Ein Vergleich des berechneten Feuchtefeldes mit der in-situ-Messung des OWC bei  $53^\circ\text{N}$  zeigt relativ große Übereinstimmungen in nahezu allen Schichten. Die Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß das EOF-Modell großräumige und mit synoptischen Prozessen in Verbindung stehende Feuchtestrukturen bereits mit einer Approximation erster Ordnung in befriedigender Weise beschreibt.



## 9. Schlußbetrachtungen

Der in dieser Arbeit entwickelte Algorithmus erlaubt eine Abschätzung des dreidimensionalen maritimen Feuchtefeldes aus passiver Fernerkundung im Mikrowellenbereich. Das semi-statistische Verfahren basiert auf den vertikalen empirischen Orthogonalfunktionen der spezifischen Feuchte, die aus einem umfangreichen Kollektiv von Radiosondenmessungen unter Anwendung der Hauptkomponentenanalyse für verschiedene Klimagebiete des Nordatlantiks bestimmt wurden. Es konnte gezeigt werden, daß die ersten drei EOF's den überwiegenden Teil der beobachteten Feuchtevariabilität erklären und darüberhinaus stabil und statistisch signifikant sind. Die Analyse der zugehörigen Hauptkomponenten machte eine meteorologische Interpretation der EOF's möglich. Der Eigenvektor erster Ordnung z. B. spiegelt Änderungen des Gesamtwasserdampfgehaltes wider, wobei die stärkste Feuchtevarianz im Bereich der Grenzschichtinversion auftritt. Bedingt durch ihre Nullstelle, beschreibt die EOF zweiter Ordnung gegenläufige Feuchteänderungen in der Schicht oberhalb und unterhalb der Inversion. Damit werden hauptsächlich diejenigen Abweichungen vom mittleren Feuchteprofil erfaßt, die im Zusammenhang mit turbulenten Prozessen innerhalb der Grenzschicht, mit der großskaligen Subsidenz oberhalb der Inversion oder auch mit synoptischen Fronten stehen. Ein Vergleich der für unterschiedliche Feuchteprofilklassen berechneten mittleren Hauptkomponenten führte zu dem wichtigen Ergebnis, daß insbesondere die EOF dritter Ordnung die im Bereich starker Inversionen beobachteten Feuchtesprünge erfaßt. Eine Korrelationsanalyse deckte darüberhinaus Zusammenhänge zwischen der EOF dritter Ordnung und der Ozeanoberflächentemperatur auf. Dieser Befund steht in Übereinstimmung mit Beobachtungen, die zeigen, daß die Wassertemperatur einen Einfluß auf die Höhe und Intensität der Inversion hat. Desweiteren wurden Korrelationen zwischen der EOF erster Ordnung und  $W$  und derjenigen zweiter Ordnung und dem Wasserdampfverhältnis  $W/W_G$  gefunden. Da diese Parameter prinzipiell aus der Fernerkundung im Mikrowellenbereich abgeleitet werden können, besteht die Möglichkeit, die Koeffizienten der ersten drei Ordnungen aus der Lösung eines linearen

Gleichungssysteme zu bestimmen. Die EOF-Reihenentwicklung liefert dann eine Abschätzung des Feuchteprofils. Im Rahmen der Verifikation des EOF-Modells konnte gezeigt werden, daß die Erhöhung des Approximationsgrades der EOF-Reihe eine bessere Beschreibung der vertikalen Feuchteverteilung gestattet. Die bei der Approximation drittes Grades berücksichtigte Ozeanoberflächentemperatur führt insbesondere im untersten Niveau zu einer signifikanten Fehlerreduktion. Es konnte darüberhinaus demonstriert werden, daß die dem "power-law"-Modell zugrundeliegende analytische Strukturfunktion die reale Feuchtevariabilität vor allem im Meeresniveau nur unzureichend beschreibt.

Eine Sensitivitätsstudie zeigte, daß die mit höherer Approximation der EOF-Reihe erzielten Verbesserungen durch die Berücksichtigung der Meßfehler der fernerkundeten Eingangsparameter teilweise kompensiert werden. Mit den zur Zeit erzielten Genauigkeiten der fernerkundeten Wasserdampfgehalte ist eine Approximation des Feuchteprofils nur bis zur ersten Ordnung des EOF-Modells möglich. Verbesserungen sind nur dann zu erwarten, wenn die Meßfehler von  $W$  und  $W_G$   $1.0 \text{ kg/m}^2$  unterschreiten.

Die berechneten Feuchteprofile wurden unter Zuhilfenahme des Temperaturprofils auf künstlich erzeugte Übersättigungen hin überprüft. Es wurde ein iteratives Korrekturverfahren entwickelt, das die Übersättigungen unter der Bedingung der Invarianz des Gesamtwasserdampfgehaltes eliminiert.

Das entwickelte EOF-Modell wurde erfolgreich auf Daten des Satelliten NIMBUS 7 angewendet. Dabei wurden die Probleme diskutiert, die bei der Verifikation der fernerkundeten Feuchtefelder auftreten. Die für einen Überlauf des Satelliten berechneten Feuchtefelder demonstrieren die Fähigkeit des Verfahrens, die mit synoptischen Fronten in Verbindung stehenden Feuchtegradienten und die feuchten Gebiete innerhalb von Warmsektoren und der ITCZ zu identifizieren.

Im Gegensatz zu der von Smith und Woolf (1976) entwickelten Methode besteht das in dieser Arbeit vorgestellte Verfahren aus zwei voneinander unabhängigen Schritten: in einem ersten Schritt werden die Eingangsparameter für das EOF-Modell aus der Fernerkundung im

Mikrowellenbereich bestimmt, die in einem zweiten Schritt dazu benutzt werden, um Feuchteprofile auf der Basis physikalisch begründeter empirischer Strukturfunktionen zu berechnen. Diese Vorgehensweise hat mehrere Vorteile:

- 1) Fehlerhafte Satellitendaten können rechtzeitig erkannt und eliminiert werden, bevor sie in das Modell einfließen. Dies kann z. B. über einen Vergleich mit klimatologischen Mittelwerten erfolgen, was für meteorologische Größen wie z. B. den Gesamtwasserdampfgehalt eher möglich ist als für Helligkeitstemperaturen, für die keine Klimatologie existiert.
- 2) Im Unterschied zu der Vorgehensweise von Smith und Woolf werden die Eigenvektoren in dieser Arbeit statistisch abgesichert und physikalisch interpretiert.
- 3) Die entwickelte Methode ist relativ unabhängig davon, mit welchem Meßverfahren die Eingangsparameter gewonnen wurden. Außer Messungen im Mikrowellenbereich ist auch die Ableitung hydrologischer Parameter im sichtbaren und infraroten Spektrum möglich. Denkbar wären auch bodengestützte aktive Fernerkundungsverfahren (LIDAR), flugzeuggetragene Messungen oder eine Kombination verschiedener Methoden.
- 4) Bei diesem Verfahren werden im Gegensatz zu den Inversionsmethoden im infraroten Spektralbereich (TOVS) keine Informationen über das Temperaturprofil benötigt. Dies ist ein Vorteil, da das Temperaturprofil nur mit einer unzureichenden Genauigkeit fernerkundet werden kann. Auf der anderen Seite ermöglicht die Kenntnis des Temperaturprofils die Aufdeckung von künstlichen Übersättigungen und ihre Eliminierung mit Hilfe der entwickelten Korrekturmethode.

Wie bei allen statistischen Algorithmen hängt auch die Güte der in dieser Arbeit entwickelten Methode stark von der Wahl und vom Umfang des Datenkollektivs ab. Im Hinblick auf eine bessere statistische Absicherung der Ergebnisse wäre eine Erweiterung des Datensatzes wünschenswert gewesen. Die erfolgreiche Anwendung der auf der Basis des begrenzten Datenkollektivs berechneten empirischen Strukturfunktionen auch auf andere Regionen (Südatlantik) und andere Zeiträume unterstreicht ihre Stabilität und damit ihre

enge Beziehung zu physikalischen Prozessen. Darüberhinaus hat sich die vorgenommene Regionalisierung bewährt. Dies unterstreicht die Notwendigkeit, die klimatologische Variabilität der Feuchte zu berücksichtigen. Eine Untersuchung, bei der statt der regionalen EOF's nur eine einzige für den gesamten Nordatlantik berechnete Strukturfunktion benutzt wurde, lieferte deutlich schlechtere Ergebnisse.

Ein Nachteil des statistischen Verfahrens ist die erhebliche Sensitivität gegenüber den Meßfehlern der Eingangsparameter. Die Genauigkeit der in dieser Arbeit benutzten Satellitendaten reichte für eine höhere als die erste Approximation des Feuchteprofils nicht aus. Eine Erhöhung der Güte der fernerkundeten Parameter in Zukunft würde jedoch eine Approximation bis zur zweiten oder dritten Ordnung erlauben. Ein erster Schritt in diese Richtung ist die Benutzung von Daten des Radiometers SSM/I, womit der Fehler der Wasserdampfgehalte auf  $1.5 \text{ kg/m}^2$  reduziert würde (Schlüssel und Emery, 1989). Die Genauigkeit der Wasserdampfgehalte könnte weiter erhöht werden, falls auch Informationen über die Bewölkung berücksichtigt würden. Der Fehler der Wasseroberflächentemperatur kann, wie neuere Studien zeigen, auf 0.2 K reduziert werden, falls eine Kombination der Infrarotradiometer AVHRR und HIRS des polarumlaufenden Satelliten TIROS-N/NOAA benutzt wird (Schlüssel, 1987).

Fernerkundungsmethoden können dazu beitragen, die Informationsdichte insbesondere im Bereich der datenarmen Gebiete der Ozeane zu erhöhen. Gegenüber den Inversionsverfahren im infraroten Spektralbereich besitzt die in dieser Arbeit entwickelte Methode zwei entscheidende Vorteile: erstens liefern Messungen im Mikrowellenbereich auch Informationen über das Feuchtefeld in Anwesenheit kompakter, nicht-regnender Bewölkung. Dieser Aspekt ist von besonderem Interesse im Hinblick auf eine Verbesserung der objektiven Analysen der Feuchtefelder im Bereich tropischer und außertropischer Störungen und, daraus resultierend, auch eine Verbesserung ihrer Vorhersage. Zweitens zeichnet sich das in dieser Arbeit entwickelte Verfahren dadurch aus, daß es relativ einfach, schnell und überschaubar ist. Dieser Aspekt ist wichtig in Hinblick

auf eine mögliche operationelle Anwendung. Eine weitere Anwendungsmöglichkeit besteht in der Erstellung von aktuellen Feldern der Verdunstung. Dazu liefert das Verfahren die bodennahe spezifische Feuchte, die zusammen mit der Ozeanoberflächentemperatur und dem Betrag des Bodenwindes eine Abschätzung des Flusses latenter Wärme über dem Ozean mit Hilfe der Bulk-Parametrisierungsmethode ermöglicht. Sowohl die Ozeanoberflächentemperatur als auch der Betrag des Bodenwindes können in Zukunft aus Messungen des Satelliten ERS-1 abgeleitet werden.

## Literaturverzeichnis

Augstein, E.; 1981: Atmosphärische und ozeanische Grenzschichten in den niederen Breiten. Hamburger Geophys. Einzelschr. R. A., H. 53.

Ball, F. K.; 1960: Control of inversion height by surface heating. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 86, 483-494.

Benesch, W. und A. Kaestner; 1986: Improvement of the numerical humidity analysis by subjective interpretation of METEOSAT images. EUMETSAT (KNMI-ESA), Report of the proceedings, 6 th METEOSAT Scientific Users' Meeting, Amsterdam, the Netherlands.

Chang, A. T. C. und T. T. Wilheit; 1979: Remote sensing of atmospheric water vapor, liquid water, and wind speed at the ocean surface by passive microwave techniques from NIMBUS-5 satellite. Radio Sci., 14, 793-803.

Chedin, A.; D. Pick und R. Rizzi; 1985: Definition study and impact analysis of microwave radiometer on a geostationary spacecraft. Second-Generation Meteosat Definition Studies on Microwave and Infrared Vertical Sounders. ESA STR-219, 103 S.

Craddock, J. M.; 1966: A meteorological application of principal component analysis. The Statistician, 15, 143-156.

Craddock, J. M.; 1973: Problems and prospects for eigenvector analysis in meteorology. The Statistician, 22 133-143.

Deutscher Wetterdienst; 1979 und 1987: Europäischer Wetterbericht, Amtsblatt des DWD.

Deutscher Wetterdienst; 1987: Die Struktur der maritimen Grenzschicht über dem Ostatlantik. Abschlußbericht zum DWD-Projekt SWA/12.

Erdmann, H. und H. Fechner; 1975: Die vertikalen natürlichen Orthogonalfunktionen einer 19-jährigen Reihe von halbtägigen Radiosondendaten der Station Erlangen/Stuttgart. Meteor. Rundschau 28, 110-121.

ECMWF; 1977: The use of empirical orthogonal functions in meteorology. Workshop.

Essenwanger, O.; 1976: Applied statistics in atmospheric Science. Developements in atmospheric Science 4A. Elsevier Scientific Publishing Company, 412 S.

Farmer, S. A.; 1971: An investigation into the results of principal component analysis of data derived from random numbers. The Statistician, 20, 63-72.

Fechner, H.; 1974: Darstellung des Geopotentials der 500-mb-Fläche der winterlichen Nordhalbkugel durch natürliche Orthogonalfunktionen. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, 5, 37 S.

Fechner, H.; 1978: Darstellung meteorologischer Felder mit endlichem Definitionsgebiet durch Reihen orthogonaler Funktionen. Berichte aus dem Institut für Meereskunde in Kiel, 44, 1-112.

Fortus, H.; 1980: Empirical orthogonal functions in meteorology. Meteorologiya i Gigrologiya, 4, 113-119, englische Übersetzung, 88-94.

Fraedrich, K. und T. Dümmel; 1983: On single station forecasting: The geopotential height, its vertical and time structure and 500 mbar ARMA prediction. Beitr. Phys. Atmosph., 56, 221-239.

Gloersen, P.; 1984: Sea surface temperatures from NIMBUS-7 SMMR radiances. J. Clim. and Appl. Meteor., 23, 336-340.

Gloersen, P.; D. J. Cavalieri; A. T. C. Chang; T. T. Wilheit, W. J. Campbell; O. M. Johannessen; K. B. Katsaros; K. F. Kuenzi; D. B. Ross; D. Staelin; E. Windsor; F. T. Barath; P. Gudmandseb; E. Langham and R. O. Ramseier; 1984: A summary of results from the first NIMBUS-7 SMMR observations. J. Geophys. Res., 89, 5335-5344.

Grimmer, M.; 1963: The space-filtering of monthly surface anomaly data in terms of pattern, using empirical orthogonal functions. Quart. J. R. Met. Soc., 89, 395-409.

Grody, N. C.; 1976: Remote sensing of atmospheric water content from satellites using microwave radiometry. IEEE Transactions on Antennas and Propagation, AP-24, 155-162.

Grody, N. C.; A. Gruber und W. C. Shen; 1980: Atmospheric water content over the tropical Pacific derived from NIMBUS-6 Scanning Microwave Spectrometer. J. Appl. Meteor., 19, 986-996.

Hadyu, K. J. und T. N. Krishnamurti; 1981: Moisture analysis from radiosonde and microwave spectrometer data. J. Appl. Meteor., 20, 1177-1191.

Hedninghaus, T. R.; 1980: An analysis of climatological patterns of the northern hemipheric circulation. Mon. Wea. Rev., 108, 1-17.

Holmström, I.; 1964: On the vertical structure of the atmosphere. Tellus, 16, 288-308.

Holmström, I.; 1970: Analysis of time series by means of empirical orthogonal functions. Tellus XXII, 6, 638-647.

Isemer, H. J. und L. Hasse; 1985: Bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Vol. 1: Observations. Springer Verlag, Berlin.



- Kaminski, U.; 1977: Klassifikation der Wetterlagen über dem Ozeanwetterschiff C durch vertikale natürliche Orthogonalfunktionen. Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Kiel, 35, 84 S.
- Karl, T. R.; A. J. Koscielny und H. F. Diaz; 1982: Potential errors in the application of principal component analysis to geophysical data. J. Appl. Meteor., 21, 1183-1186.
- Katsaros, K. B. und R. M. Lewis; 1986: Mesoscale and synoptic scale features of North Pacific weather systems observed with the Scanning Multichannel Microwave Radiometer on NIMBUS 7. J. Geophys. Res., 91, 2321-2330.
- Koprova, L. I. und M. S. Malkewich; 1965: On the empirical orthogonal functions for the optimal parameterization of the temperature and humidity profiles. Izvestiya (engl. edn.), 1, 15-18.
- Kraus, H. und E. Schaller; 1977: Steady-state characteristics of inversions capping a well-mixed planetary boundary layer. Boundary-Layer Meteor., 14, 83-104.
- Kutzbach, J. E.; 1967: Empirical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. J. Appl. Meteor., 791-802.
- Lilly, D. K.; 1968: Models of Cloud-topped mixed layers under a strong inversion. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 94, 292-309.
- Lipes, R. G.; 1982: Description of Seasat Radiometer status and results. J. Geophys. Res., 87, 3385-3398.
- Lipton, A. E.; Hilliger D. W. und T. H. Vonder Haar; 1986: Water vapor vertical profile structures retrieved from satellite data via classification and discrimination. Mon. Wea. Rev., 114, 1103-1111.

Lipton, A. E. und T. H. Vonder Haar; 1987: Retrieval of water vapor profiles via principal components: options and their implications. J. Clim. and Appl. Meteor., 26, 1038-1042.

Liu, W. T. and P. P. Niiler; 1984: Determination of monthly mean humidity in the atmosphere surface layer over oceans from satellite data. J. Phys. Oceanogr., 14, 1451-1457.

Liu, W. T.; 1986: Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans. Mon. Wea. Rev., 114, 1591-1602.

Liu, W. T.; 1988: Moisture and latent heat flux variabilities in the tropical Pacific derived from satellite data. J. Geophys. Res., 93, No. C6, 6749-6760.

London, J.; 1957: A study of the atmospheric heat balance. Final Report, Contract No. AF 18 (122)-165, New York University, College of Engineering, Research Div., University Heights, New York, 99 S.

Lorenz, E. N.; 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Fin. Rep. Statist. Forecasting Proj. 1959, Mass. Inst. Techn., Dep. of Meteor., 29-78.

McMurdie, L. A. und K. B. Katsaros; 1985: Atmospheric water distribution in a midlatitude cyclone observed by the Seasat Scanning Multichannel Microwave Radiometer. Mon. Wea. Rev., 113, 584-598.

McMurdie, L. A.; G. Levy und K. B. Katsaros; 1987: On the relationship between scatterometer-derived convergences and atmospheric moisture. Mon. Wea. Rev., 115, 1281-1294.

Melfi, S. H.; D. Whiteman; R. Ferrare; 1989: Observation of atmospheric fronts using Raman Lidar moisture measurements. J. Appl. Meteor., 28, 789-806.

- Möller, F.; 1973: Einführung in die Meteorologie. Band I und II. B. I.-Hochschultaschenbücher, Band 276.
- NASA; 1985: User's guide for the NIMBUS-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR). CELL-ALL Tape, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland. Document No. SASC-T-5-5100-0004-011-84.
- North G. R.; 1984: Empirical orthogonal functions and normal modes. J. Atmos. Sci., 41, 879-887.
- North, G. R.; T. L. Bell und R. F. Chalan; 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. Mon. Wea. Rev., 110, 699-706.
- Obukhov, A. M.; 1960: On statistically orthogonal expansions in empirical functions. Izvest. Geophys. Ser., engl. trans., 288-291.
- Olbrück, G.; 1984: Die maritime Grenzschicht. Promet 2/3, 31-37.
- Overland, J. E. und R. W. Preisendorfer; 1982: A significance test for principal components applied to a cyclone climatology. Mon. Wea. Rev., 110, 1-4.
- Peagle, J. N. und R. B. Haslam; 1982: Statistical prediction of 500 mb height field using eigenvectors. J. Appl. Meteor., 21, 127-138.
- Pels Leusden, O.; 1989: Untersuchung von Feuchteprofilen mit Hilfe der EOF-Analyse unter besonderer Berücksichtigung der zeitlichen Variationen. Diplomarbeit Universität Kiel, Institut für Meereskunde, 73 S.
- Petzold, M.; 1984: Eine Methode zur Einbeziehung von aus Satellitenwolkenaufnahmen gewonnenen Feuchteschätzwerten in die numerische Feuchteanalyse der freien Atmosphäre. Z. Meteor., 34, 148-159.

Prabhakara, C. und G. Dalu; 1979: Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water vapor over the oceans and the inference of boundary-layer structure. Mon. Wea. Rev., 107, 1388-1401.

Prabhakara, C.; H. D. Chang und A. T. C. Chang; 1982: Remote sensing of precipitable water over the oceans from NIMBUS-7 microwave measurements. J. Appl. Meteor., 21, 59-68.

Preisendorfer, R. W. und T. P. Barnett; 1977: Significance tests for empirical orthogonal functions. Reprints fifth conf. probability and statistics in atmospheric sciences, Las Vegas, Amer. Meteor. Soc., 169-172.

Preisendorfer, R. W.; 1988: Principal component analysis in meteorology and oceanography. Developements in atmospheric science, 17, Elseviers Science V. Publishing Company Inc., New York, 425 S.

Richman, M. B.; 1988: A cautionary note concerning a commonly applied eigenanalysis procedure. Tellus, 40B, 50-58.

Rinne, J. und V. Karhila; 1979: Empirical orthogonal functions of 500 hPa height in the northern hemisphere determined from large data sample. Departement J. R. Met. Soc., 105, 873-884.

Rosenkranz, P. W.; Komichak M. J. und Staelin D. H.; 1982: A method for estimation of atmospheric water vapor profiles by microwave radiometry. J. Appl. Meteor., 21, 1364-1370.

Rukhovets, N. P.; 1976: The stability of empirical orthogonal functions. Meteorologiya i Gigrologiya, 2, 102-106.

Schluessel, P.; 1987: Infrarotfernerkundung von Oberflächentemperaturen sowie atmosphärischen Temperatur- und Wasserdampfstrukturen. Berichte aus dem Institut für Meereskunde in Kiel, 161, 116 S.

- Schluessel, P. und W. J. Emery; 1989: Atmospheric water vapor over oceans from SSM/I measurements. Int. J. of Rem. Sens. (in press)
- Schönwiese, C. D.; 1985: Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebrüder Bernträger, Berlin-Stuttgart, 119 S.
- Schrader, M.; 1989: Bestimmung des Gesamtwasserdampfgehaltes aus Mikrowellenbeobachtungen vom Satelliten aus. Diplomarbeit Universität Kiel, Institut für Meereskunde, 87 S.
- Simmer, C.; E. Ruprecht und D. Wagner; 1989: The Influence of the vertical structure of humidity on the retrieval of total water vapor content over the oceans by microwave radiometry from space. Microwave remote sensing of the earth system. Edited by Alain Chedin. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia USA, 75-93.
- Smith, W. L.; 1966: Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. J. Appl. Meteor., 5, 726-727.
- Smith, W. L. und H. M. Woolf; 1976: The use of eigenvectors of statistical covariance matrices for interpreting satellite sounding radiometer observations. J. Atmos. Sci., 33, 1127-1140.
- Smith, W. L.; 1983: The retrieval of atmospheric profiles from geostationary radiance observations. J. Atmos. Sci., 40, 2025-2035.
- Smith, B. T.; J. M. Boyle; J. J. Dongarra; B. S. Garbow; Y. Ikebe; V. C. Klema und C. B. Moler; 1976: Matrix Eigensystem Routines - EISPACK Guide, Springer-Verlag, New York.
- Staelin, D. H.; R. L. Kunzi; R. L. Pettyjohn; R. K. L. Poon; R. W. Wilcox und J. W. Waters; 1976: Remote sensing of atmospheric water vapor and liquid water with the NIMBUS-5 microwave spectrometer. J. Appl. Meteor., 15, 1204-1214.

Stidd, C. K.; 1967: The use of eigenvectors for climatic estimates. J. Appl. Meteor., 6, 255-263.

v. Storch, H. und G. Hannoschöck; 1985: Statistical aspects of estimated principal vectors (EOFs) based on small sample sizes. J. Appl. Meteor., 24, 716-724.

Taylor, P. K.; T. H. Guymer; K. B. Katsaros; R. G. Lipes; 1983: Atmospheric water distributions determined by the SEASAT multi-channel microwave radiometer. aus: A. Street-Perrott et al. (eds.), Variations in the global water budget, 93-106.

Tverskaya, N. P.; 1974: Statistical characteristics of the vertical humidity profile in the presence of cumulous clouds. Meteorologiya i Gidrologiya, 8, 65-64.

Ulaby, F. T.; R. K. Moore und A. K. Fung; 1981: Microwave remote sensing, active and passive. Volume I: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Addison Wesley Publ., London.

Taylor, P. K.; 1983: The scanning multichannel microwave radiometer - an assessment. Satellite microwave remote sensing (T. D. Allan ed.), Ellis Horwood Ltd., Chichester, 526 S.

Wacker, U.; 1985: Möglichkeiten der Verbesserung bzw. Verfeinerung der numerischen Analyse der atmosphärischen Wasservariablen mit Hilfe von Satellitenbeobachtungen - eine Literaturstudie. DWD intern, Arbeiten der Forschungsabteilung, Nr. 3, Offenbach am Main.

Weare, B. C.; 1977: Empirical orthogonal analysis of Atlantic ocean surface temperatures. Quart. J. R. Met. Soc., 103, 467-478.

Weinreb, M. P. und D. S. Crosby; 1977: A technique for estimating atmospheric moisture profiles from satellite measurements. J. Appl. Meteor., 16, 1214-1218.

Vaisala, 1974: Information Release; RS 21-12 C Specifications. Ref. No. R 279, Vaisala Oy, SF-00440 Helsinki 44 Finland.

Van Maanen, J.; 1981: Objective analysis of humidity by the optimum interpolation method. Tellus, 33, 113-122.

## Abbildungen



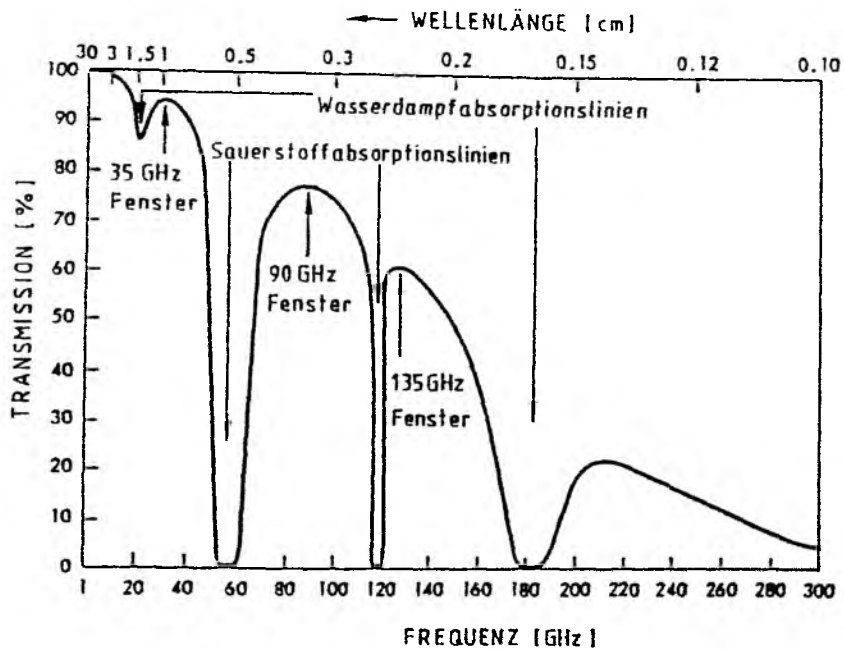


Abb. 2.1: Prozentuales Transmissionsvermögen der Atmosphäre im Mikrowellenbereich (aus: Ulaby et al., 1981).

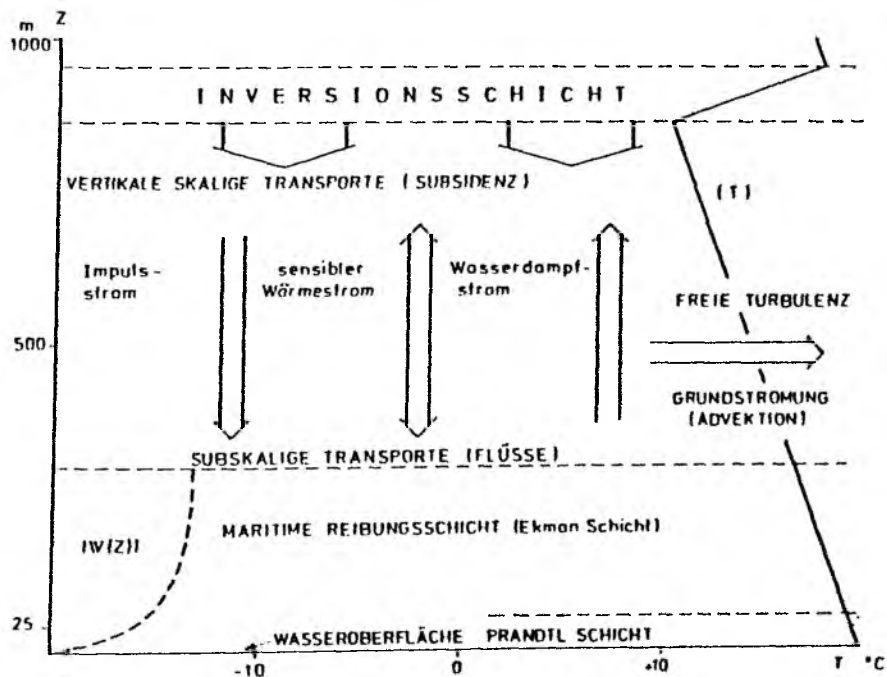


Abb. 3.1: Schematische Darstellung der Feuchteprozesse in der maritimen Grenzschicht (aus: G. Olbrück, 1984, modifiziert).

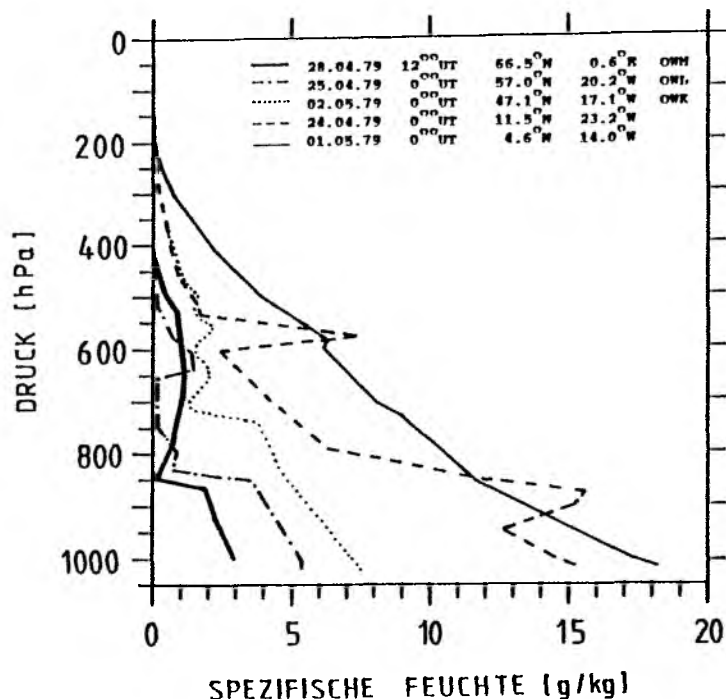


Abb. 3.2: Ausgewählte Vertikalprofile der spezifischen Feuchte über dem Nordatlantik von den polaren Breiten bis zu den Tropen während FGGE 1979.

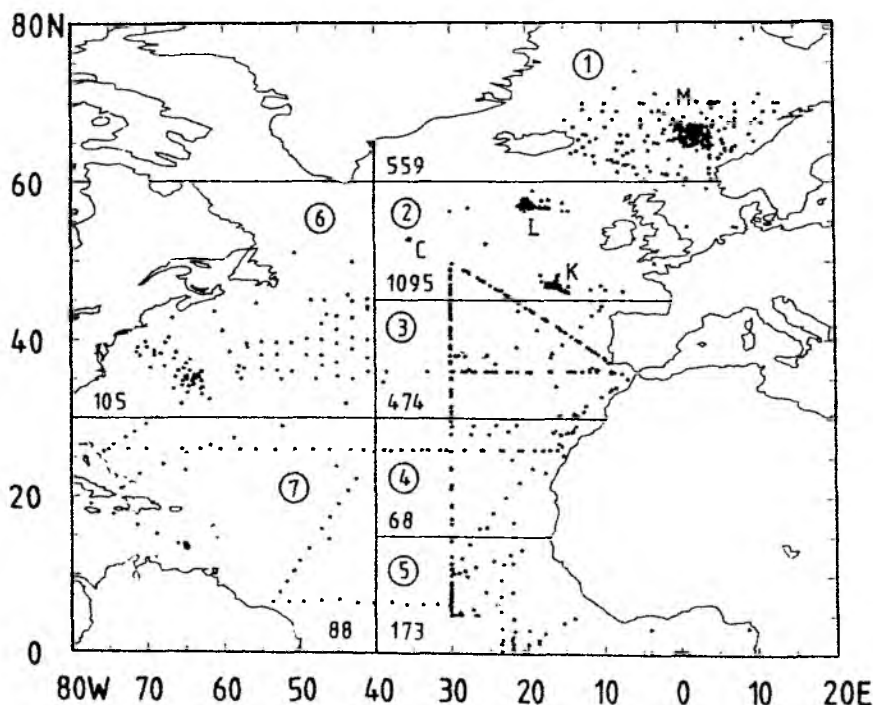
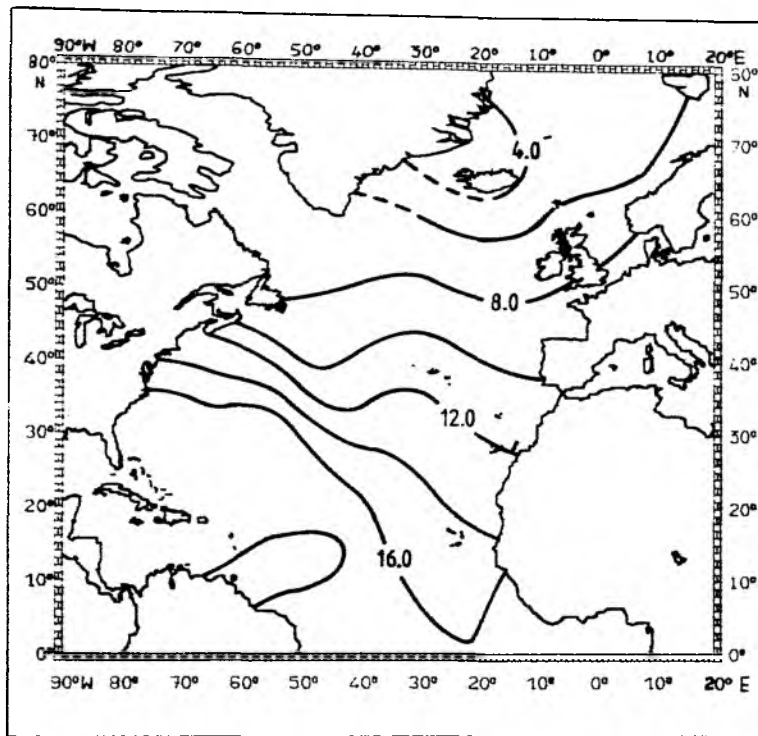
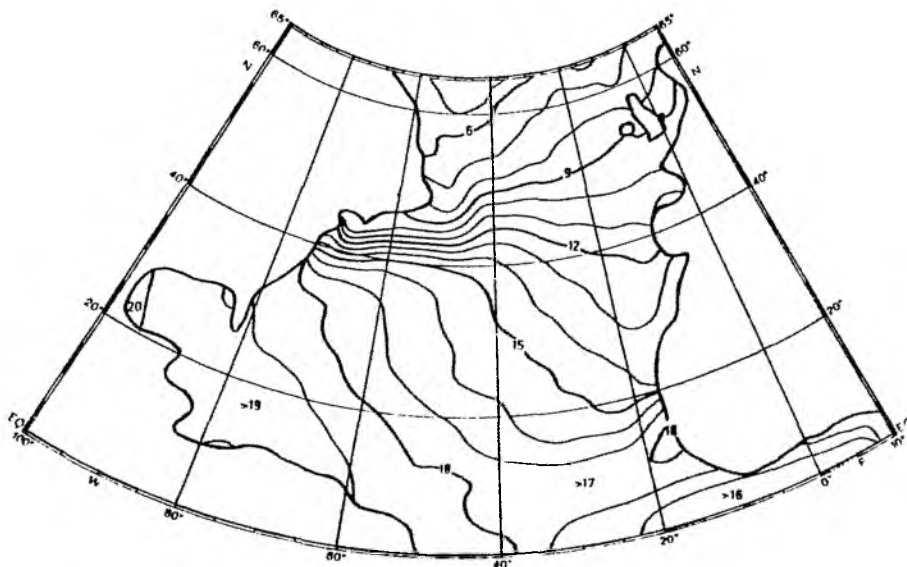


Abb. 4.1: Geographische Positionen der Schiffsmessungen über dem Nordatlantik von April bis Oktober 1979 (FGGE-Jahr). Die Abbildung zeigt die Aufteilung des Datensatzes in sieben Teilkollektive, die Gesamtzahl der Messungen in jedem Kollektiv und die Position der Ozeanwetterschiffe C, L, K und M.



**Abb. 4.2:** Mittlere Verteilung der bodennahen spezifischen Feuchte [g/kg] über dem Nordatlantik für den Zeitraum von April bis Oktober 1979 (analysiert aus FGGE-Messungen).



**Abb. 4.3:** Klimatologische Verteilung des bodennahen Mischungsverhältnisses [g/kg] über dem Nordatlantik für den Monat Juli (aus: Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean, Isenmer und Hasse, 1985).

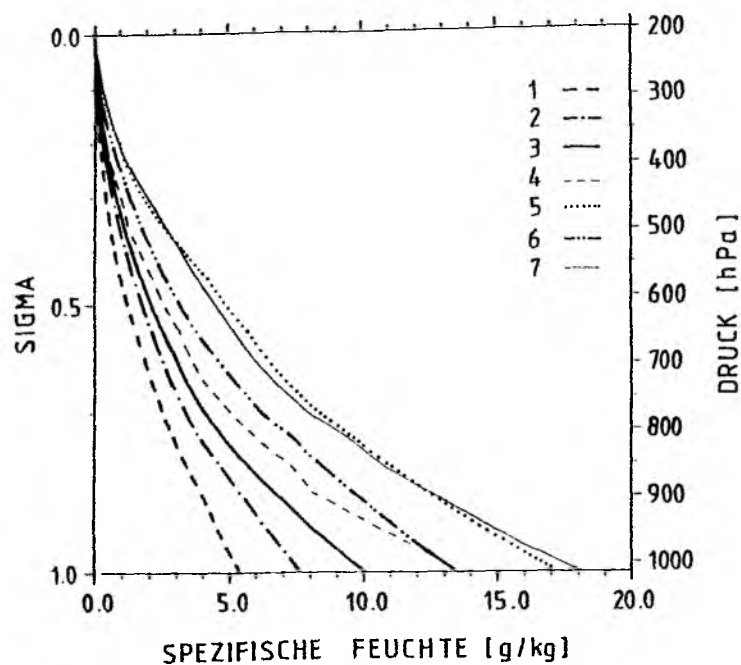


Abb. 4.4: Mittlere Vertikalverteilung der spezifischen Feuchte [g/kg] für jedes der 7 Gebiete aus Abb. 4.1.

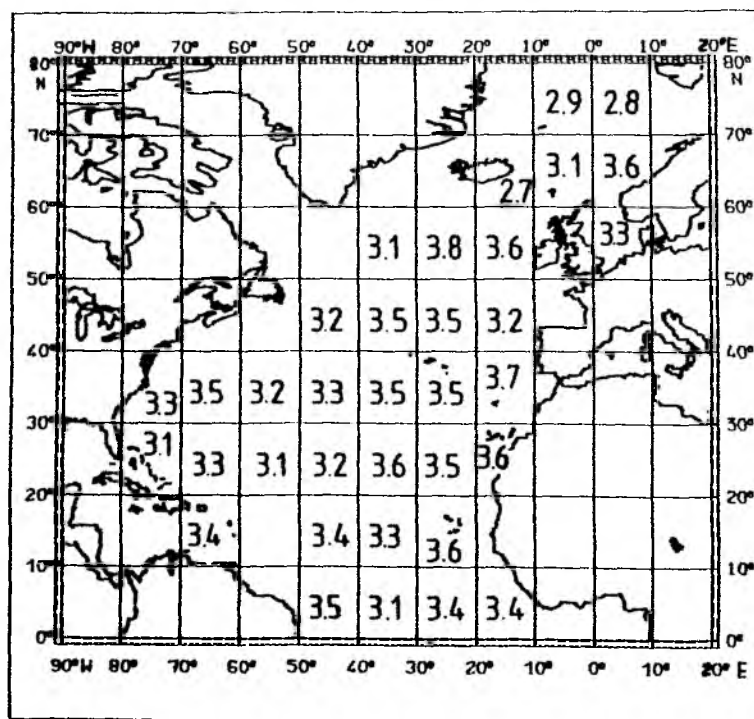


Abb. 4.5: Verteilung der mittleren Werte des Exponenten  $\lambda$  für  $10^\circ \times 10^\circ$ -Felder im Bereich des Nordatlantiks.

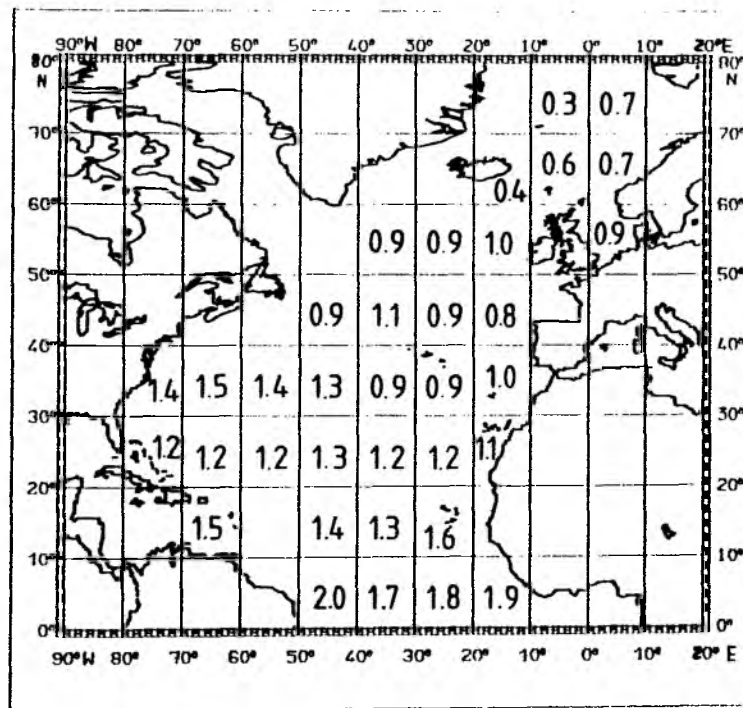


Abb. 4.6: Mittlere RMS-Fehler [g/kg] für  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ -Felder resultierend aus einer Anpassung des Exponentenprofils an die gemessenen Feuchteprofile.

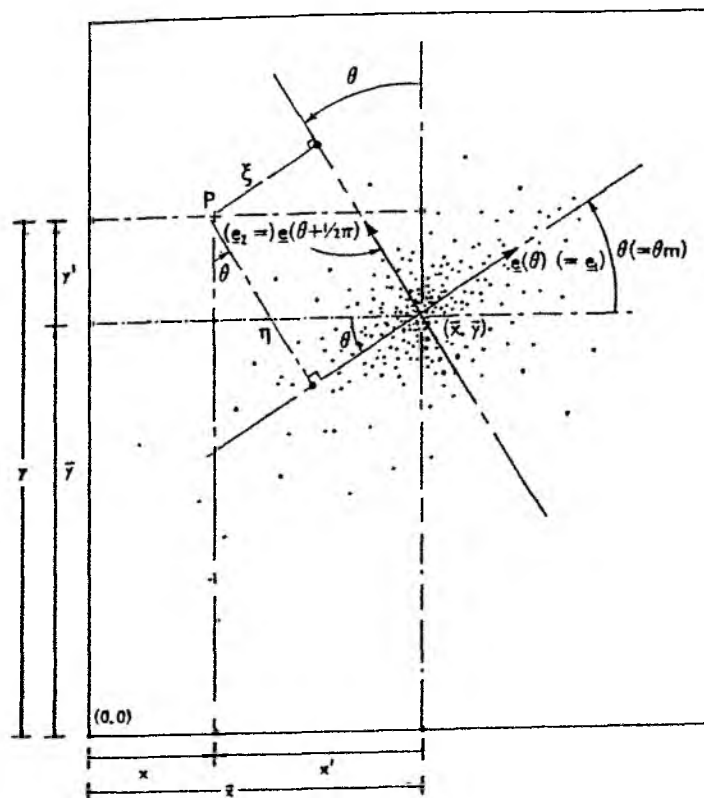


Abb. 4.7: Geometrie der Hauptkomponentenanalyse am Beispiel eines bivariaten Datenkollektivs (aus: Preisendorfer, 1988, modifiziert).

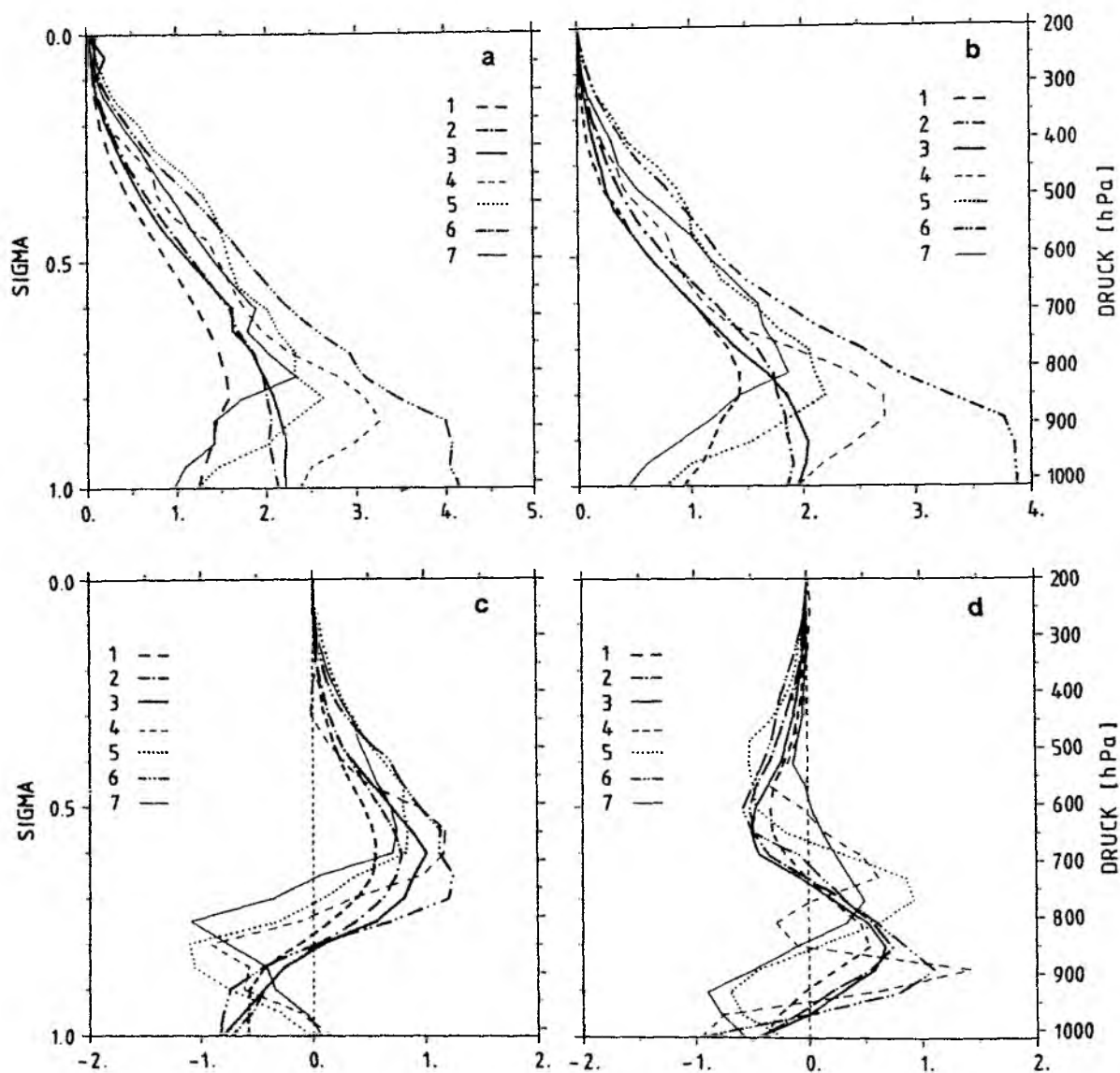


Abb. 4.8: Vertikale Verteilung (a) der Standardabweichungen der spezifischen Feuchte [g/kg], (b) der EOF erster Ordnung  $Q_1$  [g/kg], (c) der EOF zweiter Ordnung  $Q_2$  [g/kg] und (d) der EOF dritter Ordnung  $Q_3$  [g/kg] für die einzelnen Gebiete.

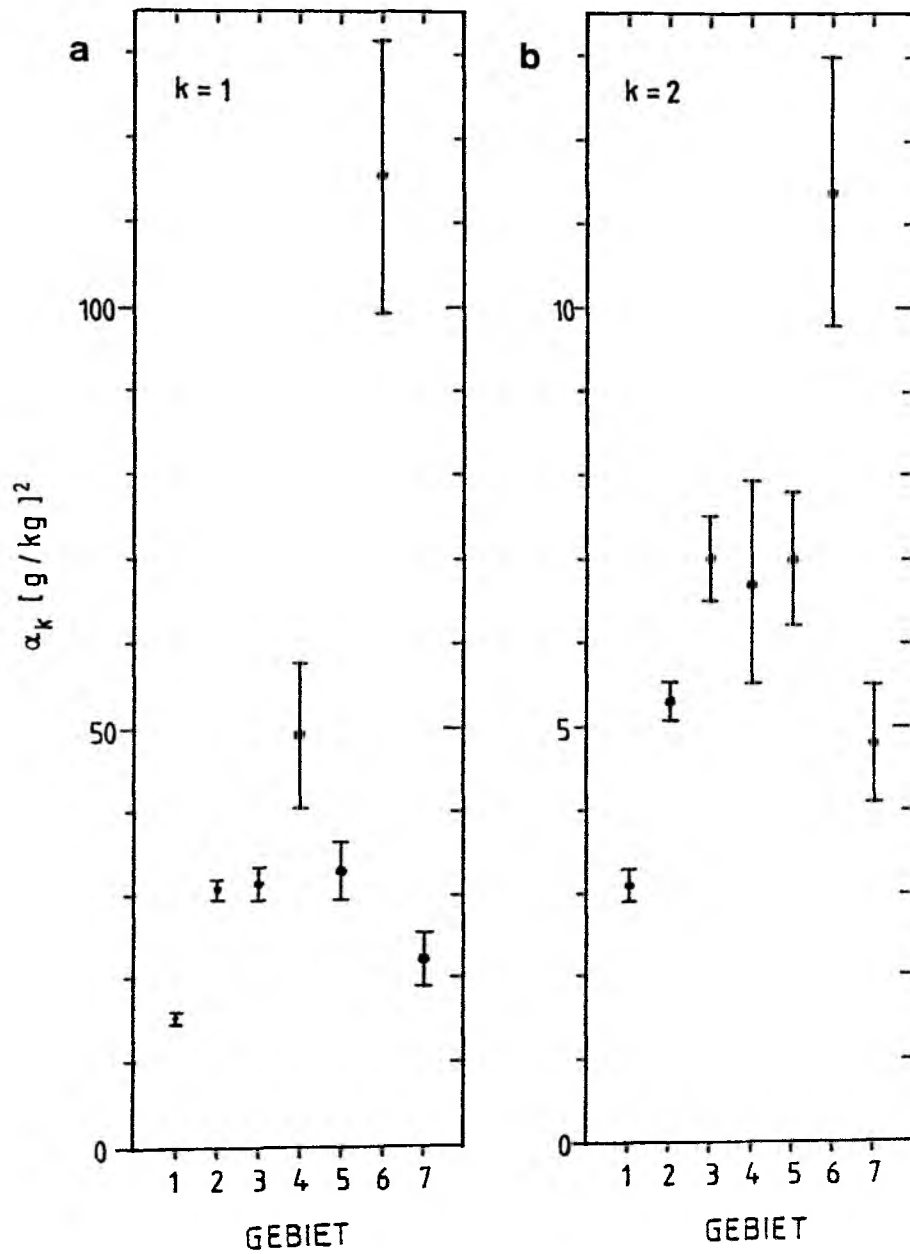


Abb. 4.9: Eigenwerte (a) der ersten und (b) der zweiten Ordnung mit ihren Samplingfehlern (Fehlerbalken) für jedes der 7 Gebiete.

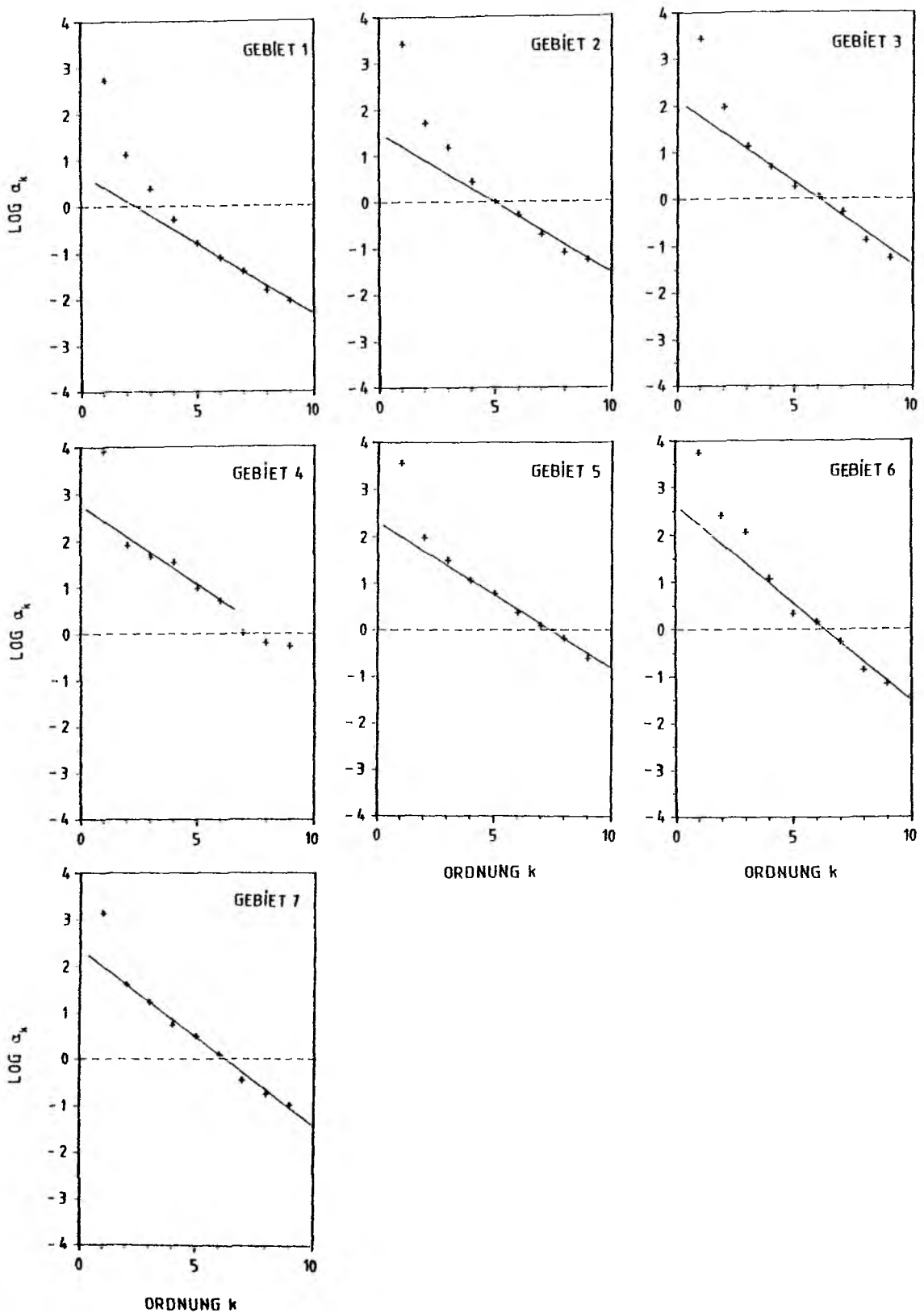


Abb. 4.10: Logarithmus der Eigenwerte  $\alpha_k$  in Abhängigkeit der Ordnung  $k$  für sämtliche Gebiete. Für jedes Gebiet ist die graphisch ermittelte "Rauschgerade" eingezeichnet.



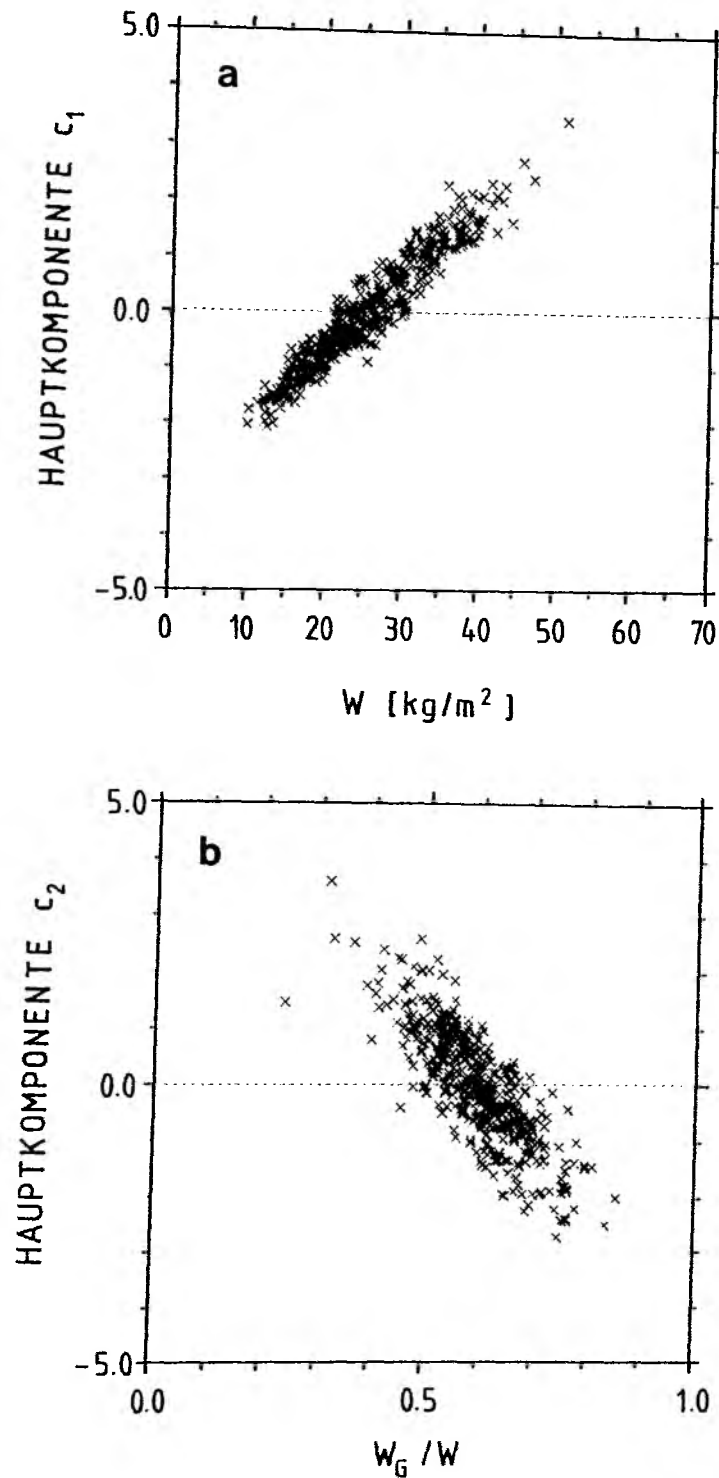
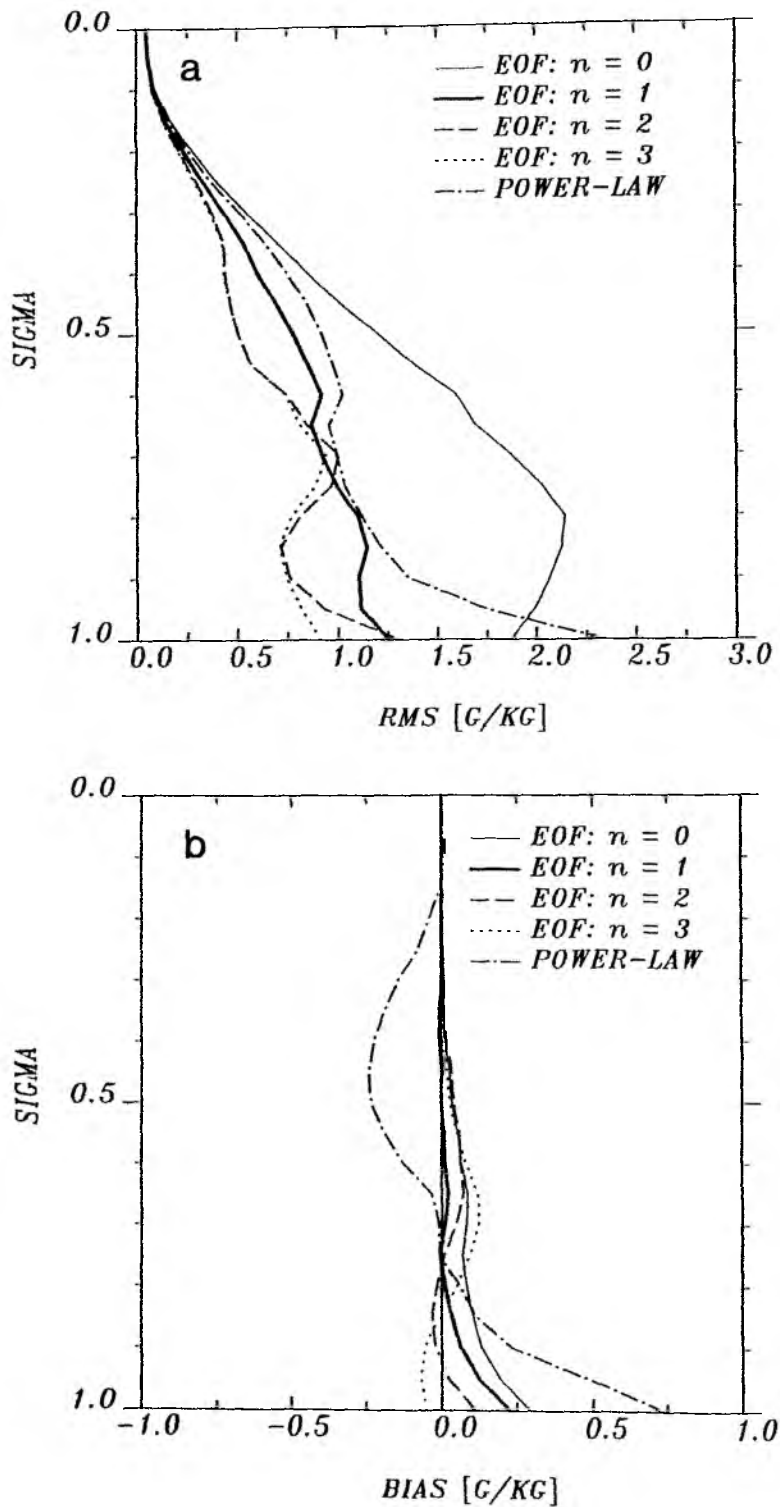


Abb. 4.11: (a) Die Hauptkomponenten erster Ordnung  $c_1$  in Abhängigkeit des Gesamtwasserdampfgehaltes und (b) die Hauptkomponenten zweiter Ordnung  $c_2$  in Abhängigkeit des Wasserdampfverhältnisses  $W_G / W$  am Beispiel der gemessenen Feuchteprofile in Gebiet 3.



**Abb. 5.1:** Vertikale Verteilung (a) des RMS-Fehlers [g/kg] und (b) des systematischen Fehlers (Bias) [g/kg] resultierend aus einem Vergleich zwischen den mit Hilfe der "power-law"-Methode und dem EOF-Modell für vier verschiedene Approximationen berechneten und gemessenen Feuchteprofilen.

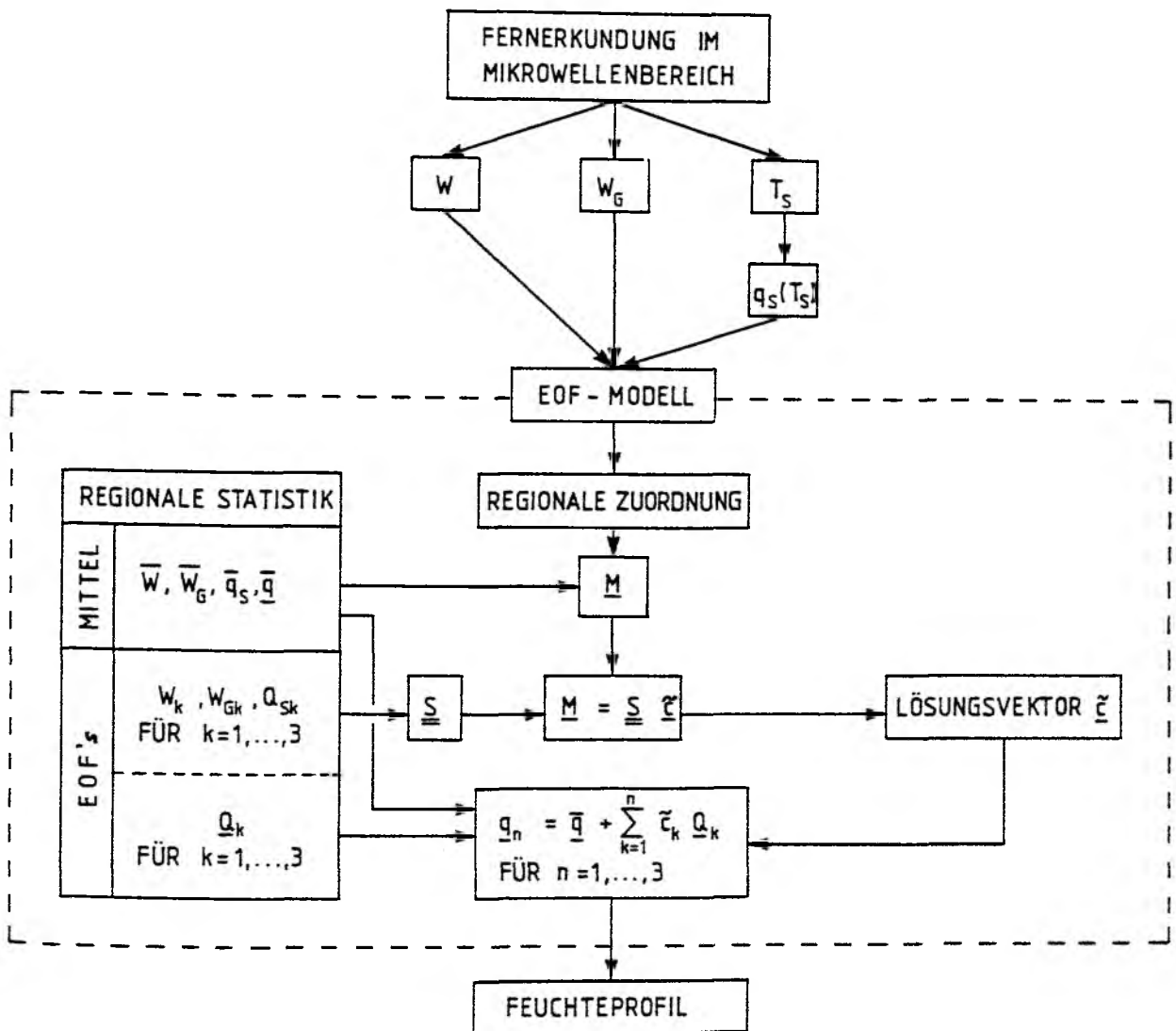


Abb. 5.2: Ablaufschema des EOF-Modells.

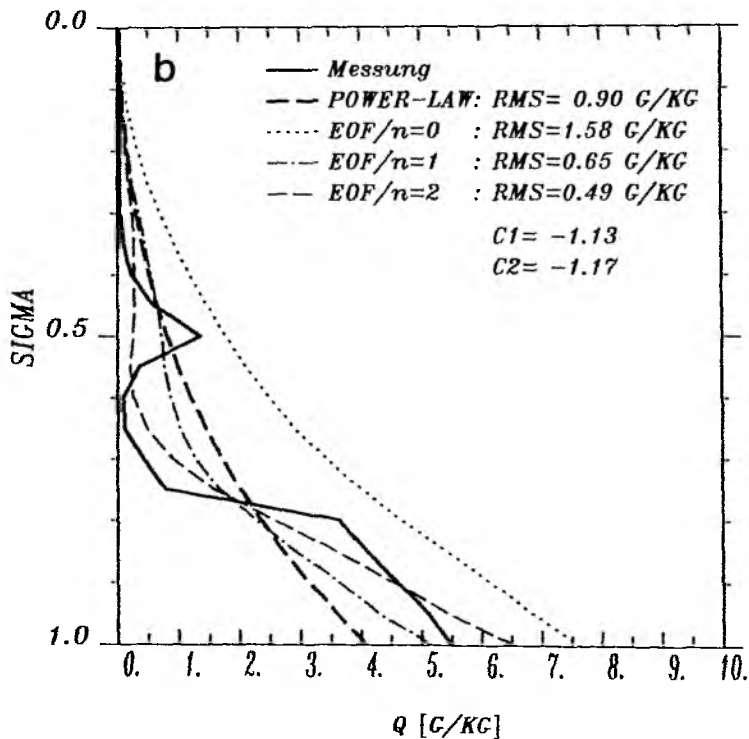
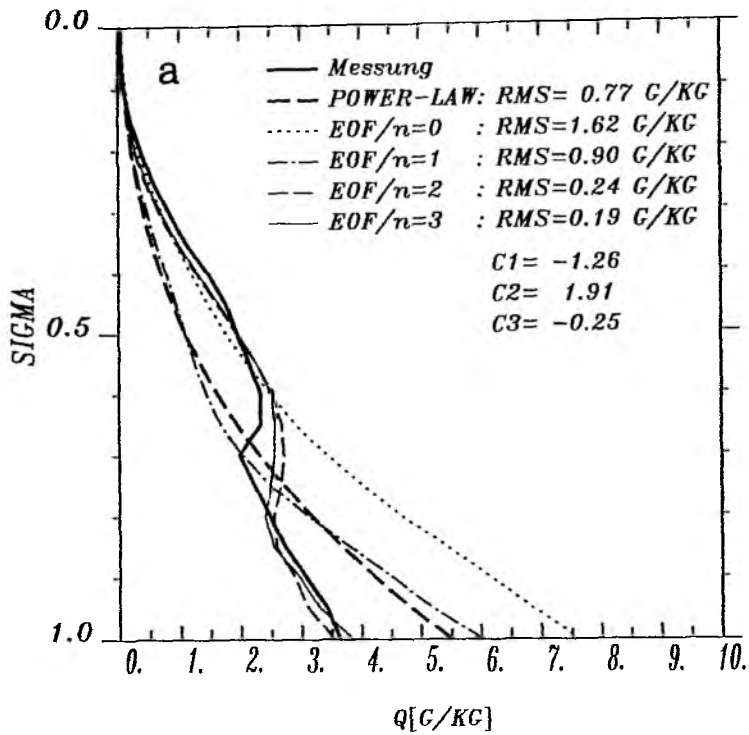


Abb. 5.3: Vergleich zwischen gemessenen und den mit Hilfe der "power-law"- und der EOF-Methode berechneten Feuchteprofilen; (a) 23.04.79 0 Uhr UT, 53°N/36°W und (b) 25.04.79 0 Uhr UT 57°N/20°W (es sind zusätzlich die RMS-Fehler und die berechneten Koeffizienten angegeben).

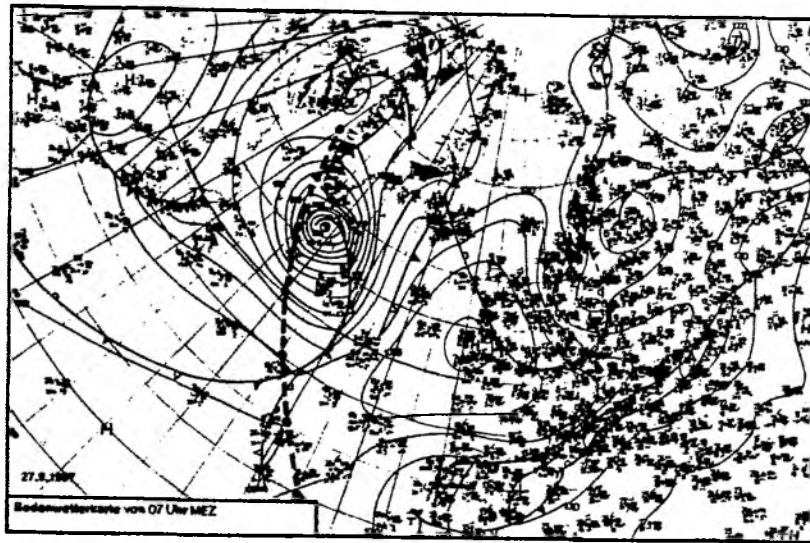


Abb. 5.4: Analyse des Bodenluftdrucks vom 27.09.1987 6 Uhr UT. Der Meridionalschnitt ist durch eine gestrichelte Linie gekennzeichnet (aus: DWD, Europäischer Wetterbericht, 1987).

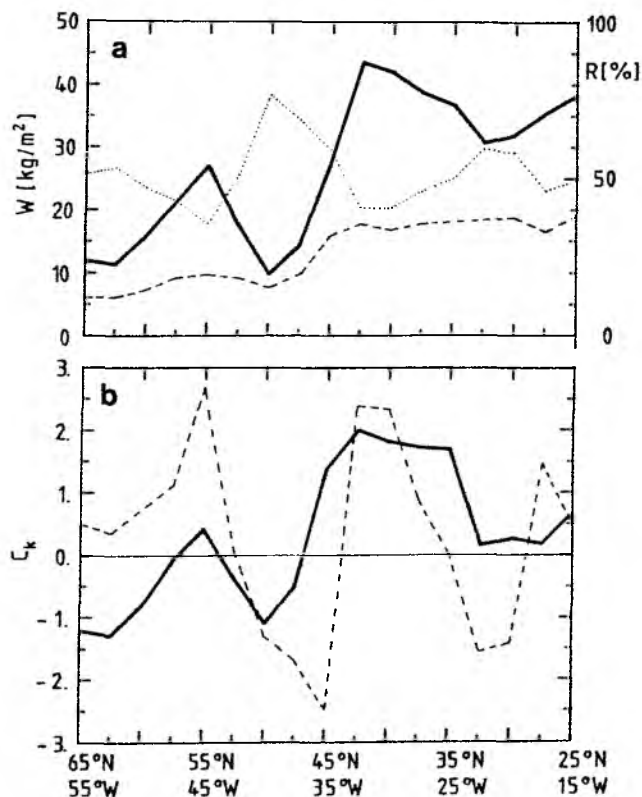


Abb. 5.5: (a) Meridionale Verteilung des Gesamtwasserdampfgehaltes  $W$  [ $\text{kg/m}^2$ ] (durchgezogen), des Grenzschichtwasserdampfgehaltes  $W_G$  [ $\text{kg/m}^2$ ] (gestrichelt) und des Wasserdampfverhältnisses  $R$  (punktuiert) und (b) die aus dem EOF-Modell resultierenden Koeffizienten erster Ordnung  $c_1$  (durchgezogen) und zweiter Ordnung  $c_2$  (gestrichelt) längs des Meridionalschnitts (abgeleitet aus ECMWF-Analysen für den 27.09.87 0 Uhr UT).

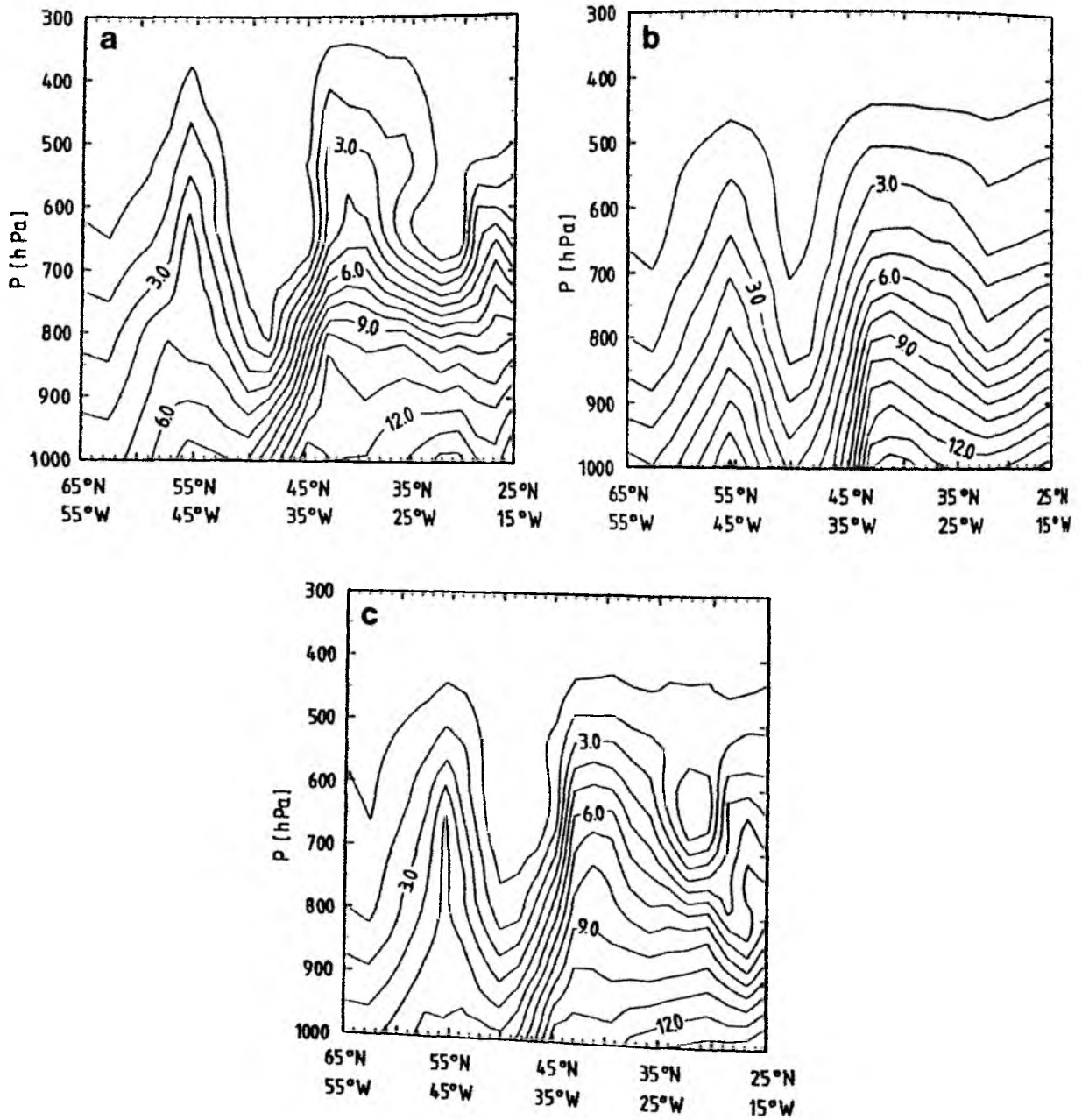
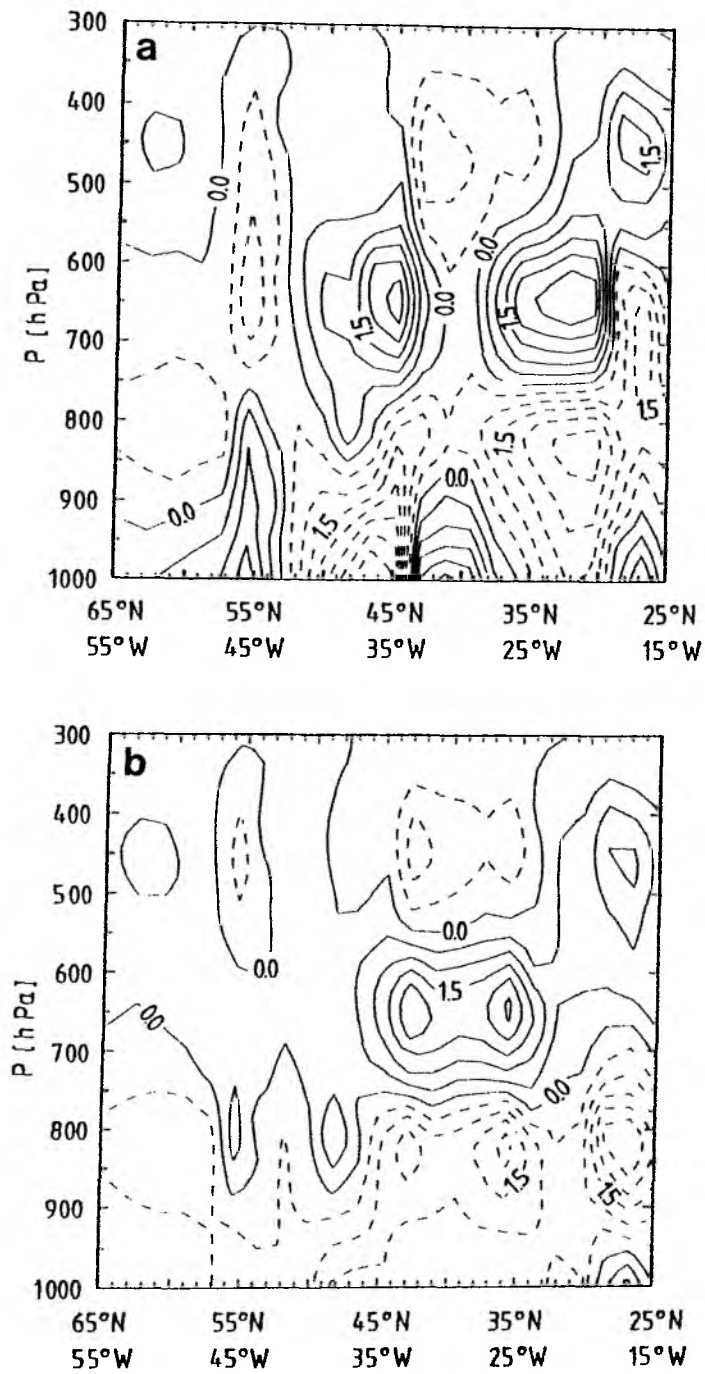
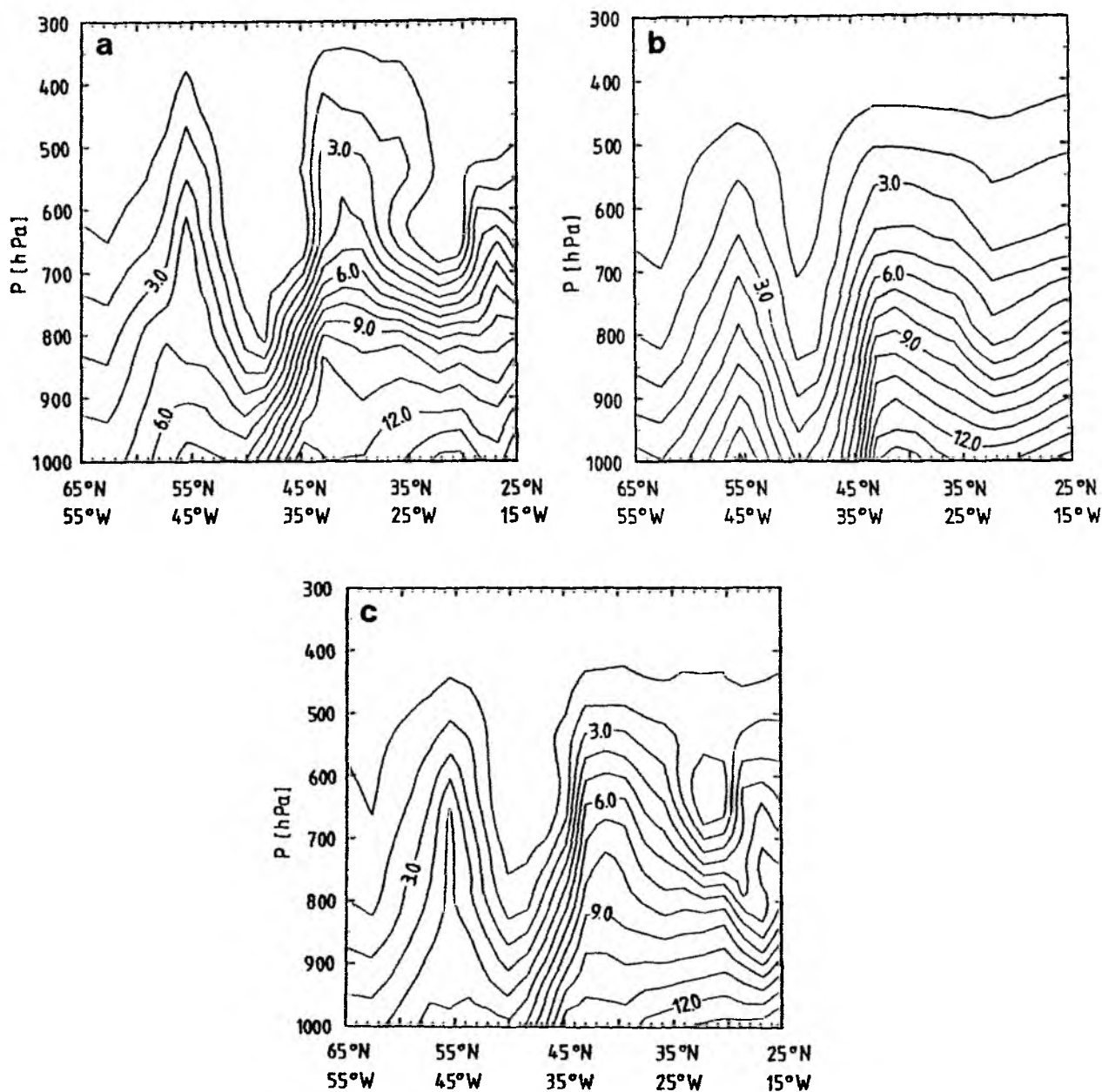


Abb. 5.6: Vertikalverteilung (a) der ECMWF-analysierten spezifischen Feuchte [g/kg] und der aus der EOF-Approximation erster Ordnung (b) und zweiter Ordnung (c) resultierenden Feuchte [g/kg] längs des Meridionalschnitts für den 27.09.87 0 Uhr UT.

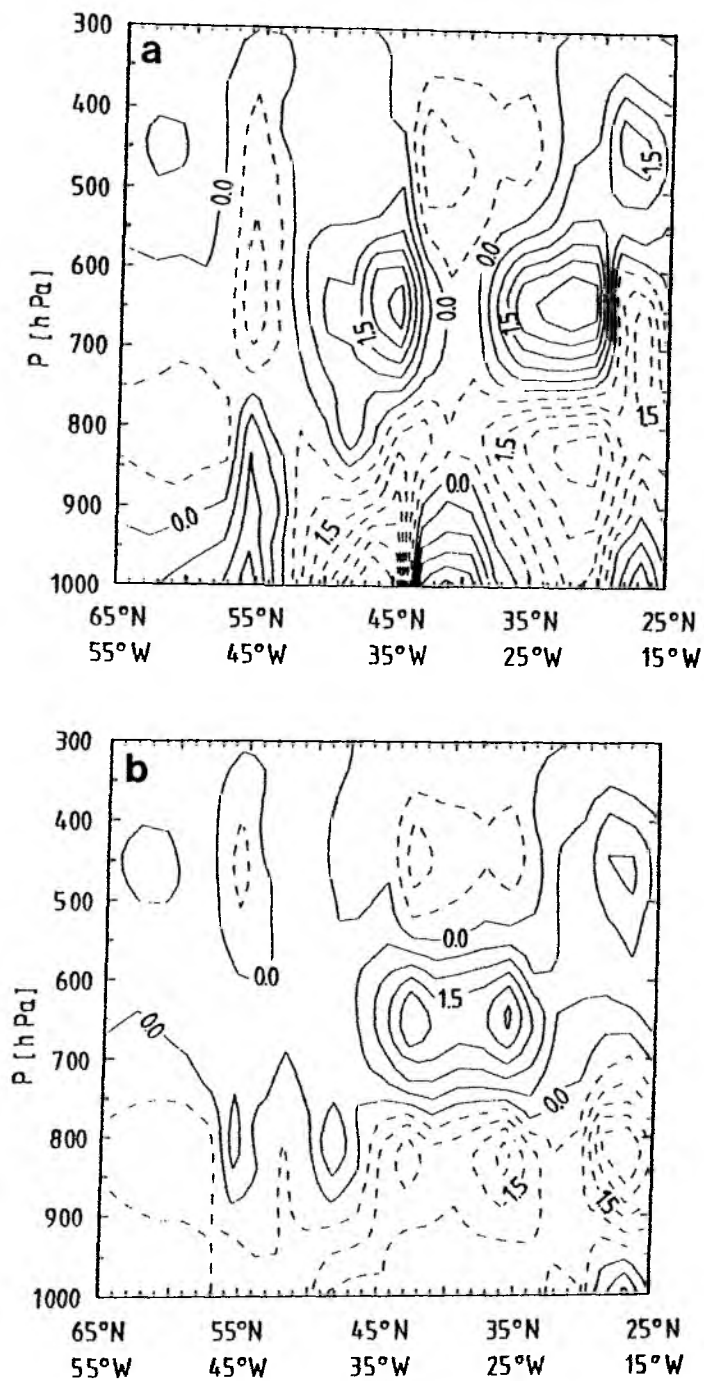


**Abb. 5.7:** Differenz [g/kg] zwischen dem analysierten und dem mit Hilfe der EOF-Approximation erster Ordnung (a) und zweiter Ordnung (b) berechneten Feuchtefeld längs des Meridionalschnitts für den 27.09.87 0 Uhr UT.



**Abb. 5.6:** Vertikalverteilung (a) der ECMWF-analysierten spezifischen Feuchte [g/kg] und der aus der EOF-Approximation erster Ordnung (b) und zweiter Ordnung (c) resultierenden Feuchte [g/kg] längs des Meridionalschnitts für den 27.09.87 0 Uhr UT.





**Abb. 5.7:** Differenz [g/kg] zwischen dem analysierten und dem mit Hilfe der EOF-Approximation erster Ordnung (a) und zweiter Ordnung (b) berechneten Feuchtefeld längs des Meridionalschnitts für den 27.09.87 0 Uhr UT.

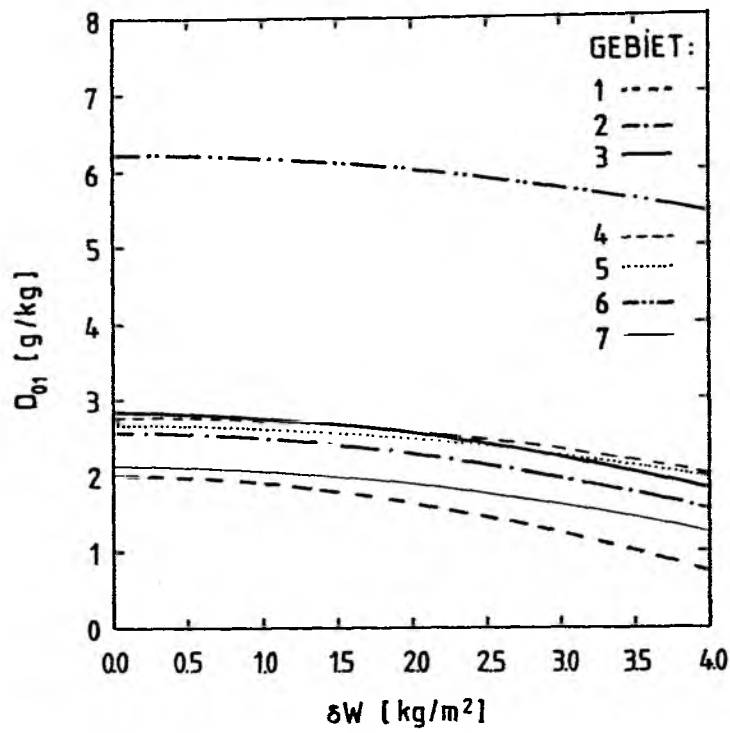


Abb. 6.1: Differenz  $D_{01}$  [g/kg] der totalen Fehler nullter und erster Ordnung in Abhängigkeit des Meßfehlers des Gesamtwasserdampfgehaltes  $\delta W$  [kg/m<sup>2</sup>] für die einzelnen Gebiete.

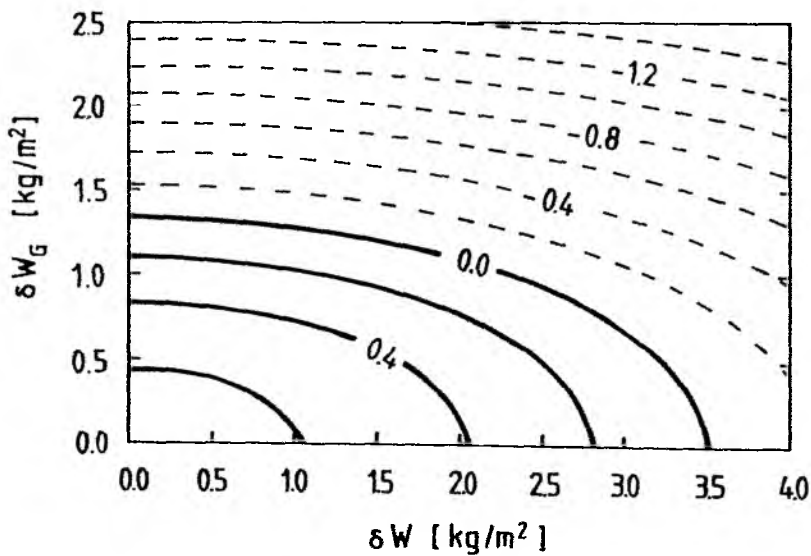


Abb. 6.2: Mittlere Differenz  $D_{12}$  [g/kg] der totalen Fehler erster und zweiter Ordnung in Abhängigkeit der Meßfehler des Gesamtwasserdampfgehaltes  $\delta W$  [kg/m<sup>2</sup>] und des Grenzschichtwasserdampfgehaltes  $\delta W_G$  [kg/m<sup>2</sup>].

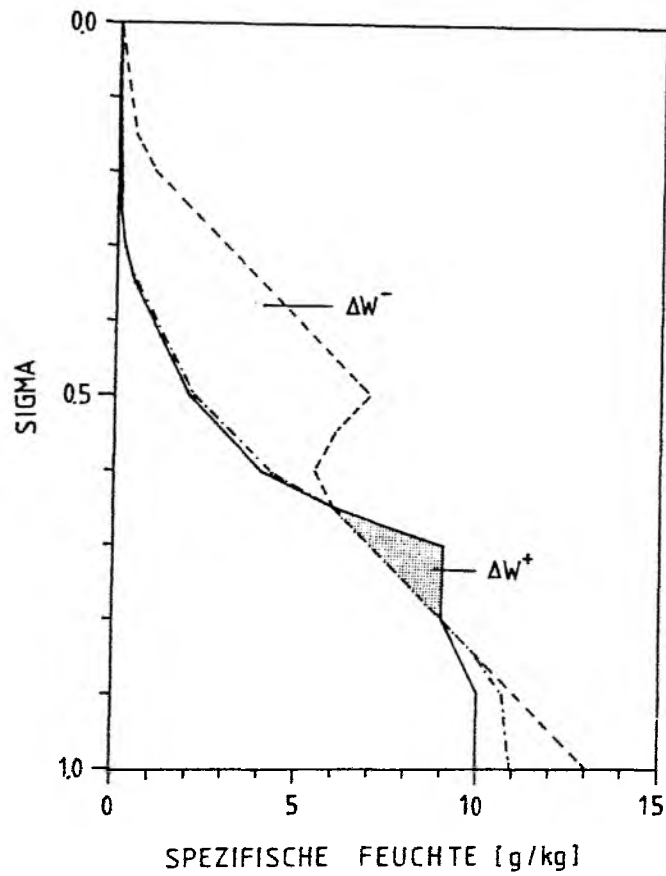
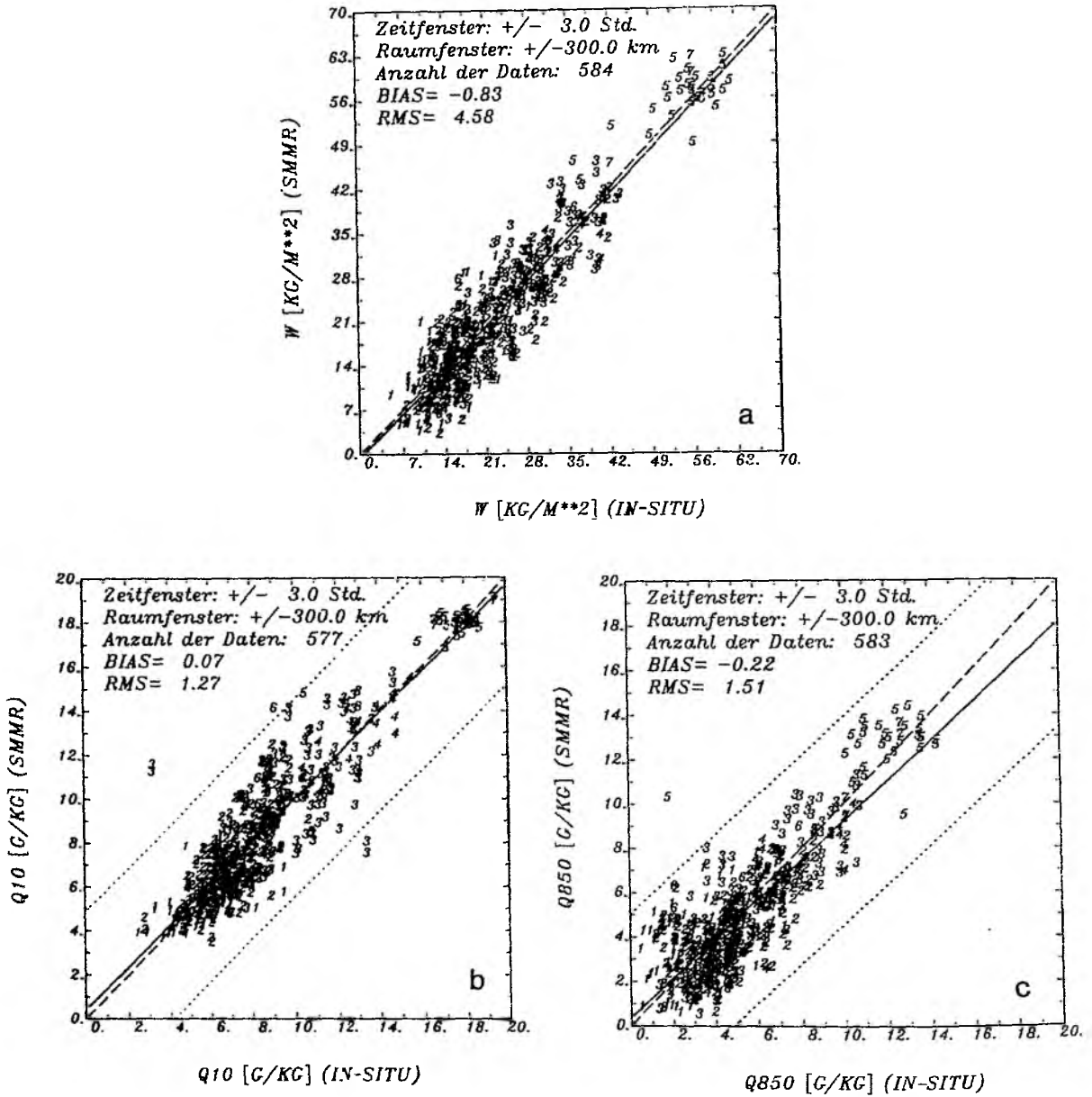


Abb. 7.1: Profil der spezifischen Feuchte [g/kg] vor (durchgezogen) und nach (strich-punktiert) der Anwendung der Korrekturmethode. Zusätzlich ist das Profil der spezifischen Sättigungsfeuchte [g/kg] (gestrichelt) dargestellt.



**Abb. 8.1:** Satelliten- gegen in-situ-Messungen (FGGE) für (a) den Gesamtwasserdampfgehalt [ $\text{kg/m}^2$ ] und die aus der Anwendung der EOF-Approximation erster Ordnung ( $n = 1$ ) berechnete spezifische Feuchte [ $\text{g/kg}$ ] am Boden (b) und in 850 hPa (c). Die Zahlenwerte kennzeichnen die einzelnen Gebiete. Es wurden zusätzlich die Winkelhalbierende (gestrichelt) und die Regressionsgerade (durchgezogen) eingezeichnet.

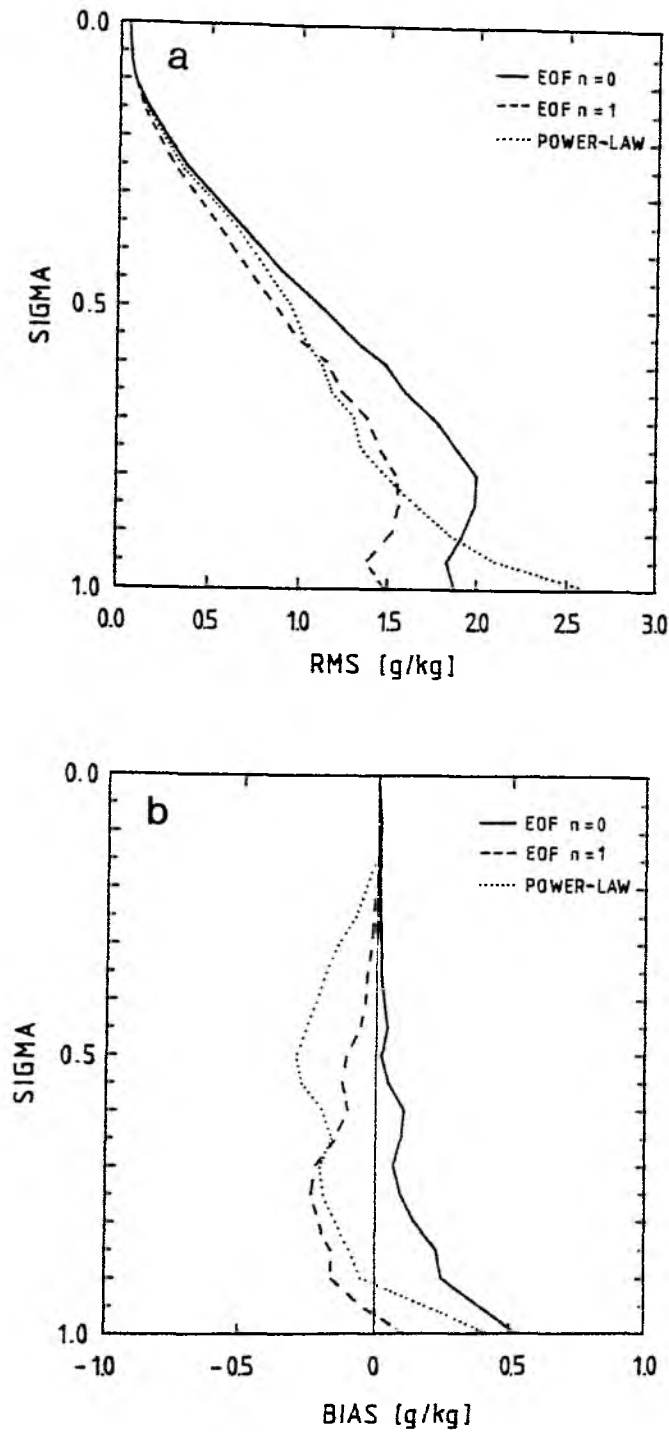


Abb. 8.2: Vertikale Verteilung (a) der RMS- und (b) der systematischen Fehler (BIAS) [g/kg] berechnet aus einem Vergleich zwischen in-situ-Messungen der spezifischen Feuchte (FGGE) und den aus SMMR-Daten abgeleiteten Werten unter Anwendung der EOF-Approximation nullter ( $n = 0$ ) und erster ( $n = 1$ ) Ordnung und der "power-law"-Methode.

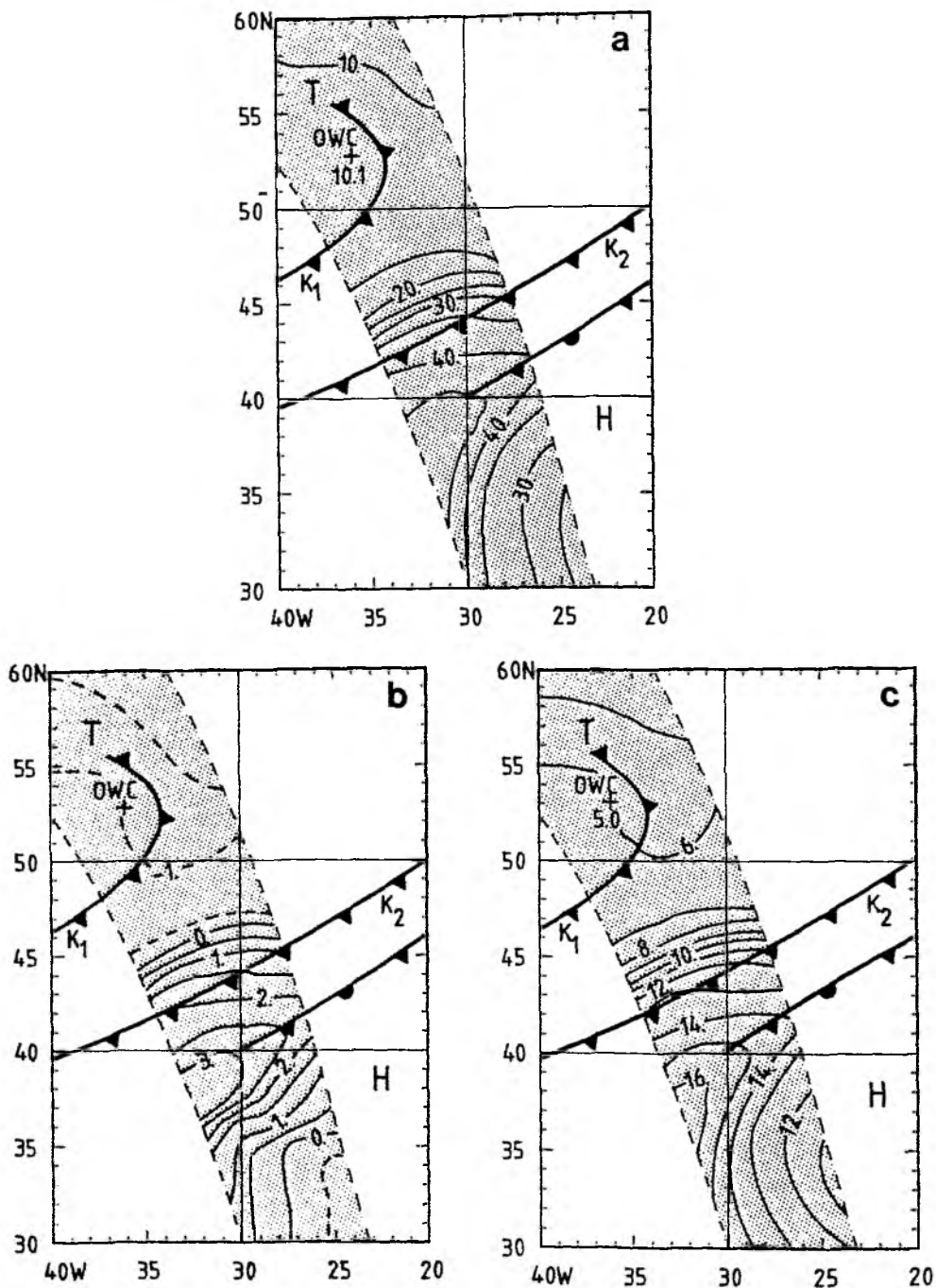


Abb. 8.4: Horizontale Verteilung (a) des aus SMMR-Messungen berechneten Gesamtwasserdampfgehaltes [ $\text{kg/m}^2$ ] und (b) des Koeffizienten  $c_1$  sowie (c) der unter Anwendung des EOF-Modells ( $n = 1$ ) berechneten bodennahen spezifischen Feuchte [ $\text{g/kg}$ ] längs eines Überfluges des Satelliten NIMBUS 7 am 25.09.79 13 Uhr UT. (zusätzlich eingezeichnet: die Analyse der synoptischen Fronten von 12 Uhr UT und die in-situ-Messungen des OWC bei 53°N und 36°W; die Satellitenbahn ist punktiert dargestellt).

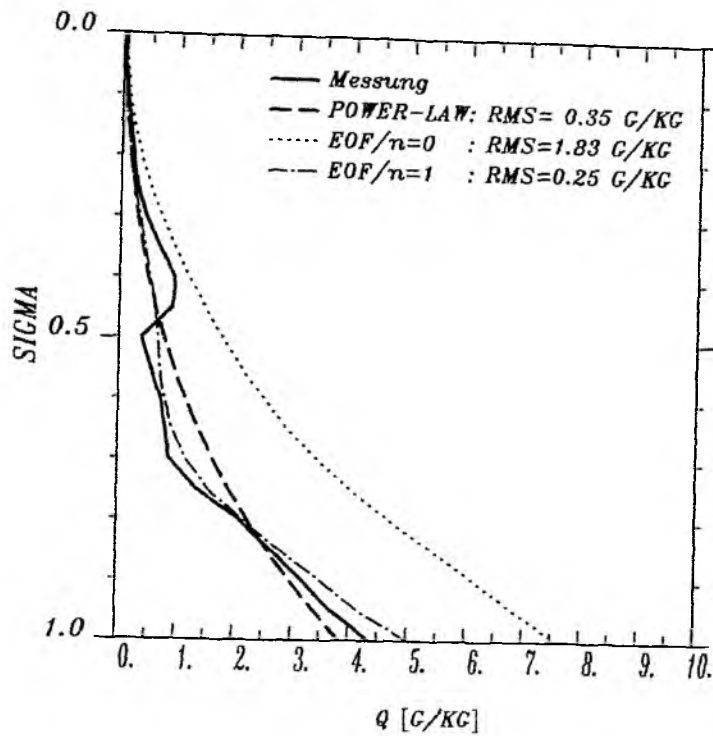


Abb. 8.3: Die aus SMMR-Messungen unter Anwendung des EOF-Modells und der "power-law"-Methode berechneten Feuchteprofile im Vergleich zur in-situ-Messung ( $53^{\circ}\text{N}/36^{\circ}\text{W}$ ).

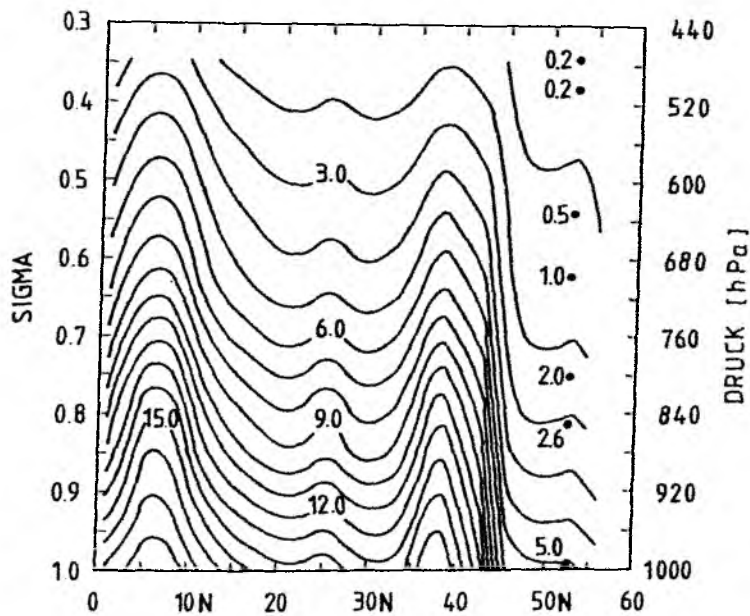


Abb. 8.5: Vertikalschnitt der aus SMMR-Messungen berechneten spezifischen Feuchte [g/kg] vom Boden bis 440 [hPa] längs der Spur des Satelliten NIMBUS 7 vom Äquator bis  $60^{\circ}\text{N}$  für den 25.09. 79 13 UT (zum Vergleich sind die vom Wetterschiff OWC für 12 Uhr UT und bei  $53^{\circ}\text{N}$  in verschiedenen Höhen gemessenen Werte der spezifischen Feuchte angegeben).

## Tabellen



Frequenz	Wellenlänge	Antennen- auflösung	Bestimmbare Größen
GHz	cm	km x km	
6.6	4.6	150 x 150	$T_s$
10.7	2.8	85 x 85	$V_o$
18.0	1.7	54 x 54	W, Q, R
21.0	1.4	54 x 54	W, Q
37.0	0.8	27 x 27	W, Q, R, $V_o$

Tab. 2.1: Frequenz, Wellenlänge, horizontale Auflösung der SMMR-Kanäle auf NIMBUS 7 und ableitbare Parameter (Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$ , bodennahe Windgeschwindigkeit  $V_o$ , Gesamtwasserdampfgehalt W, Flüssigwassergehalt Q und Niederschlagsrate R).

Region	$q_o$ g/kg	$\lambda$	RMS g/kg
1	5.7	3.07	0.10
2	8.2	3.14	0.18
3	10.3	3.23	0.15
4	13.8	3.49	0.28
5	20.4	3.27	1.17
6	14.9	3.18	0.48
7	20.0	3.24	0.78

Tab. 4.1: Modellparameter des Exponentenprofils  $q_o$  [g/kg] und Exponent  $\lambda$  sowie der RMS-Fehler [g/kg], berechnet aus einer Anpassung des Exponentenprofils an die mittleren Feuchteprofile für sämtliche Teilkollektive.

Gebiet	M	Spur( $\underline{L}$ ) (g/kg) <sup>2</sup>
1	559	21.93
2	1095	43.97
3	474	47.29
4	68	74.07
5	173	55.79
6	105	141.12
7	88	37.10

Tab. 4.2: Umfang M der Datenkollektive und die Gesamtvarianz (Spur( $\underline{L}$ )) der spezifischen Feuchte [g/kg]<sup>2</sup> für jedes der 7 Gebiete.

G	k	$\alpha_k$ (g/kg) <sup>2</sup>	$v_k$ %	$R_k$ %	$F_k$ g/kg	$\delta\alpha_k/\Delta\alpha_k$	$v_k/u_k^{95}$
1	1	15.10	68.7	68.7	2.62	0.075	10.965
	2	3.02	13.8	82.5	1.96	0.114	2.332
	3	1.43	6.5	89.0	1.55	0.124	1.145
	4	0.74	3.4	92.4	1.29	0.143	0.616
	5	0.43	2.0	94.4	1.11	0.238	0.370
2	1	30.20	68.6	68.6	3.72	0.052	11.742
	2	5.43	12.4	81.0	2.89	0.104	2.212
	3	3.20	7.3	88.2	2.27	0.084	1.335
	4	1.56	3.6	91.8	1.90	0.111	0.674
	5	0.96	2.2	94.0	1.63	0.185	0.426
3	1	30.60	64.8	64.8	4.08	0.084	10.095
	2	7.00	14.8	79.6	3.11	0.116	2.456
	3	3.07	6.5	86.1	2.56	0.175	1.120
	4	1.94	4.1	90.2	2.15	0.197	0.734
	5	1.30	2.8	93.0	1.83	0.319	0.510
4	1	49.00	66.1	66.1	5.01	0.199	5.488
	2	6.69	9.0	75.1	4.29	0.771	0.972
	3	5.20	7.0	82.1	3.64	1.728	0.835
	4	4.68	6.3	88.5	2.92	0.385	0.825
	5	2.60	3.5	92.0	2.44	0.758	0.501
5	1	33.70	60.4	60.4	4.70	0.136	7.493
	2	7.15	12.8	73.2	3.87	0.280	1.755
	3	4.41	7.9	81.1	3.25	0.312	1.159
	4	2.89	5.2	86.2	2.77	0.424	0.805
	5	2.16	3.9	90.1	2.35	0.330	0.637
6	1	114.00	81.0	81.0	5.18	0.153	8.792
	2	11.20	8.0	88.9	3.95	0.452	0.960
	3	7.81	5.5	94.5	2.80	0.218	0.732
	4	2.86	2.0	96.5	2.22	0.269	0.289
	5	1.39	1.0	97.5	1.87	0.909	0.151
7	1	22.20	59.7	59.7	3.87	0.193	5.892
	2	4.88	13.1	72.9	3.17	0.469	1.515
	3	3.31	8.9	81.8	2.60	0.403	1.132
	4	2.07	5.6	87.3	2.17	0.689	0.768
	5	1.62	4.4	91.7	1.76	0.454	0.649

Tab. 4.3: Eigenwerte  $\alpha_k$ , normierte Eigenwerte  $v_k$ , kumulative normierte Eigenwerte  $R_k$ , Approximationsfehler  $F_k$ , Stabilitätsverhältnis  $\delta\alpha_k/\Delta\alpha_k$  und Signal zu Rausch-Verhältnis  $v_k/u_k^{95}$  für die ersten fünf Ordnungen k und für die einzelnen Gebiete (G).

i	j	$B_{ij}$ g/kg	$\beta_{ij}$	$\delta B_{ij}/B_{ij}$ %	$\delta L_{ij}/L_{ij}$ %
k = 1					
1	2	-1.6	12.5	10.2	9.6
1	3	-1.7	18.1	12.9	9.7
1	4	-3.1	15.5	19.6	17.7
1	5	-1.9	13.2	17.3	16.0
1	6	-6.8	21.6	11.0	10.2
1	7	-0.8	19.2	45.2	22.4
2	3	0.0	6.8	496.3	86.9
2	4	-1.5	8.8	40.7	38.2
2	5	-0.3	21.9	107.4	12.1
2	6	-5.2	9.4	14.4	14.1
2	7	0.8	28.6	47.6	9.0
3	4	-1.5	7.8	42.9	43.5
3	5	-0.3	27.4	134.8	9.0
3	6	-5.2	5.5	14.7	15.0
3	7	0.8	34.6	48.0	7.1
4	5	1.2	22.7	56.7	19.1
4	6	-3.7	10.5	25.8	24.1
4	7	2.3	31.1	30.4	14.5
5	6	-4.9	29.1	16.4	11.3
5	7	1.1	12.4	43.1	39.1
6	7	6.0	36.3	13.7	9.8
k = 2					
1	2	-0.6	20.1	12.2	15.5
1	3	-0.9	22.6	11.1	11.2
1	4	-0.9	41.3	26.9	29.4
1	5	-0.9	41.8	16.3	10.6
1	6	-1.6	18.4	14.7	23.3
1	7	-0.5	70.2	37.1	10.5
2	3	-0.3	7.9	31.6	99.9
2	4	-0.3	51.4	89.1	18.4
2	5	-0.3	56.5	44.4	8.0
2	6	-1.0	17.6	23.2	59.4
2	7	0.1	83.5	141.4	8.8
3	4	0.1	47.7	402.6	20.6
3	5	0.0	55.8	594.6	8.2
3	6	-0.7	14.4	34.9	103.4
3	7	0.4	83.4	42.9	8.1
4	5	-0.1	28.3	303.0	89.0
4	6	-0.8	41.3	41.8	29.3
4	7	0.4	48.6	73.4	26.4
5	6	-0.7	47.5	40.1	17.0
5	7	0.5	37.5	47.3	20.4
6	7	1.1	75.4	24.9	10.1
k = 3					
1	2	-0.6	21.6	8.7	11.1
1	3	-0.6	25.7	12.1	14.9
1	4	-1.1	89.1	18.4	21.3
1	5	-0.9	57.3	13.1	9.5
1	6	-1.6	33.8	12.3	10.7
1	7	-0.6	71.1	22.8	9.1
2	3	0.0	10.5	192.8	124.2
2	4	-0.5	82.6	40.5	24.4
2	5	-0.3	66.7	38.4	9.0
2	6	-1.0	23.0	19.5	18.2
2	7	0.0	84.9	476.4	7.3
3	4	-0.5	80.8	38.6	26.5
3	5	-0.4	72.7	36.5	9.4
3	6	-1.0	19.7	19.3	23.8
3	7	-0.1	84.4	226.8	8.6
4	5	0.2	85.2	124.6	25.9
4	6	-0.5	69.1	53.4	37.3
4	7	0.5	86.0	51.7	27.8
5	6	-0.7	68.0	32.1	11.6
5	7	0.3	46.1	63.3	26.1
6	7	1.0	79.0	24.2	10.1

Tab. 4.4: Differenz  $B_{ij}$  [g/kg] zwischen den Beträgen der Eigenvektoren  $P_i$  und  $P_j$ ,  $\beta_{ij}$  der Winkel zwischen den Vektoren,  $\delta B_{ij}/B_{ij}$  und  $\delta L_{ij}/L_{ij}$  die relativen Fehler der Differenz  $B_{ij}$  bzw. der Norm des Differenzvektors  $L_{ij}$  zwischen den Eigenvektoren der Gebiete i und j für die ersten drei Ordnungen k.

	A - B			A - C			B - C		
G	k=1	k=2	k=3	k=1	k=2	k=3	k=1	k=2	k=3
1	1.02 1.29	1.05 1.32	1.06 1.32	1.02 1.32	1.04 1.29	1.08 1.29	1.04 1.39	1.09 1.39	1.15 1.39
2	1.00 1.19	1.09 1.19	1.15 1.19	1.00 1.19	1.09 1.19	1.12 1.19	1.01 1.24	1.20 1.24	1.29 1.24
3	1.04 1.32	1.01 1.32	1.07 1.32	1.04 1.33	1.00 1.32	1.06 1.33	1.09 1.39	1.00 1.39	1.13 1.39
4	1.05 2.12	1.34 2.00	1.38 2.00	1.06 2.00	1.07 2.00	1.27 2.12	1.11 2.34	1.26 2.34	1.75 2.34
5	1.05 1.57	1.10 1.56	1.08 1.56	1.05 1.56	1.03 1.56	1.17 1.57	1.11 1.70	1.07 1.70	1.27 1.70
6	1.07 1.73	1.32 1.82	1.51 1.82	1.07 1.82	1.26 1.73	1.32 1.73	1.14 1.94	1.67 1.94	1.99 1.94
7	1.01 1.84	1.06 1.84	1.15 1.94	1.03 1.84	1.04 1.84	1.01 1.94	1.02 2.08	1.02 2.08	1.14 2.08

Tab. 4.5: Vergleich der Eigenwerte des Gesamtkollektivs A mit denjenigen der beiden Teilkollektive B und C mit Hilfe des F-Tests für die ersten drei Ordnungen k und für sämtliche Gebiete (G); (oben) die berechneten  $\hat{F}$ -Verhältnisse, (unten) die kritischen Werte  $F(\phi_x, \phi_y, \beta=99\%)$ .

	Gebiet						
	1	2	3	4	5	6	7
$\bar{W}$	14.48	20.34	24.87	31.53	48.96	36.63	48.30
$\bar{W}_G$	9.72	13.49	16.72	21.71	30.94	24.02	31.27
$\bar{q}_s$	6.42	9.21	12.34	17.47	22.26	16.60	22.85
$W_1$	5.49	7.48	7.03	9.21	8.93	13.73	7.05
$W_2$	0.66	1.44	1.96	1.39	1.06	2.64	0.62
$W_3$	-0.35	-0.47	-0.28	0.05	-0.71	0.12	-0.33
$W_{G1}$	3.11	4.47	4.62	5.96	4.25	8.60	2.92
$W_{G2}$	-0.72	-0.34	-0.19	-0.85	-1.42	-0.49	-1.11
$W_{G3}$	0.32	0.80	0.79	-0.05	-0.26	1.29	-0.84
$Q_{s1}$	0.46	1.39	1.72	2.01	0.54	3.87	0.41
$Q_{s2}$	-0.58	-1.18	-1.23	-0.08	-0.10	-0.93	0.61
$Q_{s3}$	-0.48	-0.81	-0.93	-0.24	-0.67	-1.68	-1.09

Tab. 4.6: Mittelwerte des Gesamtwasserdampfgehaltes  $\bar{W}$  [kg/m<sup>2</sup>], des Grenzsichtwasserdampfgehaltes  $\bar{W}_G$  [kg/m<sup>2</sup>], der spezifischen Sättigungsfeuchte  $\bar{q}_s$  [g/kg]; Vertikale Integrale der EOF's  $W_k$  und  $W_{Gk}$  und die EOF der spezifischen Sättigungsfeuchte  $Q_{sk}$  für die ersten drei Ordnungen  $k$  und für die einzelnen Gebiete.

	G	W	$W_G/W$	$T_s$	$P_o$	$V_o$	$D_o$	$N_B$
$c_1$	1	0.99	-0.56	0.32	-0.23	-0.02	-0.12	0.21
	2	0.98	-0.31	0.65	0.11	-0.08	-0.14	0.15
	3	0.94	-0.09	0.69	-0.01	-0.07	0.02	0.00
	4	0.98	-0.48	0.85	-0.24	-0.33	-0.03	0.19
	5	0.99	-0.64	0.23	-0.13	-0.24	0.21	0.37
	6	0.98	-0.20	0.81	-0.31	0.20	0.21	0.42
	7	0.99	-0.67	0.01	-0.16	0.25	-0.04	0.58
$c_2$	1	0.16	-0.66	-0.55	0.13	-0.02	-0.02	0.03
	2	0.17	-0.70	-0.55	-0.08	0.05	-0.07	0.23
	3	0.25	-0.82	-0.51	-0.02	0.01	0.12	0.12
	4	0.27	-0.84	0.01	-0.21	0.32	-0.08	0.23
	5	0.08	-0.62	-0.05	0.19	0.04	0.15	0.13
	6	0.30	-0.82	-0.17	0.18	-0.05	0.11	0.03
	7	0.16	-0.44	0.42	-0.28	-0.18	0.03	0.14
$c_3$	1	0.02	0.00	-0.47	-0.10	-0.04	-0.03	0.07
	2	-0.11	0.40	-0.40	-0.26	0.13	0.00	0.04
	3	-0.06	0.32	-0.43	-0.10	-0.03	0.16	0.13
	4	0.20	0.04	0.05	0.13	-0.13	-0.08	0.26
	5	-0.10	-0.05	-0.40	-0.06	-0.10	-0.07	-0.05
	6	-0.07	0.17	-0.55	0.06	0.03	-0.28	-0.24
	7	0.32	-0.32	-0.64	0.02	0.27	0.07	0.19

Tab. 4.7: Korrelationskoeffizienten resultierend aus einer Korrelationsanalyse zwischen den Hauptkomponenten der ersten drei Ordnungen ( $c_1, c_2, c_3$ ) und dem Gesamtwasserdampfgehalt  $W$ , dem Wasserdampfverhältnis  $W_G/W$ , der Ozeanoberflächentemperatur  $T_s$ , dem Bodendruck  $P_o$ , der Windgeschwindigkeit  $V_o$ , der Windrichtung  $D_o$  und dem Bedeckungsgrad  $N_B$  für jedes der 7 Gebiete.

a	1000-900	900-800	800-700	700-600
NA	29.6	49.0	15.7	5.7
1	32.4	54.1	9.4	4.1
2	27.9	50.0	16.4	5.8
3	25.2	51.8	17.1	5.9
4	60.0	33.3	6.7	0.0
5	35.0	40.0	20.0	5.0
6	27.6	31.0	27.6	13.8
7	22.2	44.4	33.3	0.0

b	1000-900	900-800	800-700	700-600
NA	348	344	293	242
1	335	292	238	234
2	339	358	278	272
3	347	351	336	221
4	430	490	564	-
5	329	406	232	-
6	357	323	326	159
7	492	341	569	-

c	1000-900	900-800	800-700	700-600
NA	2.9	2.4	1.4	0.9
1	2.1	2.0	0.7	1.1
2	3.0	2.7	1.5	1.0
3	3.4	3.1	1.8	0.7
4	5.6	2.4	0.5	-
5	3.9	1.3	1.0	-
6	1.6	1.3	1.6	0.7
7	1.0	1.3	0.8	-

d	1000-900	900-800	800-700	700-600
NA	2.2	1.6	1.1	0.6
1	1.9	1.6	0.9	0.9
2	2.2	1.6	1.0	0.5
3	2.3	1.6	1.0	0.5
4	3.9	2.8	1.5	-
5	4.3	2.6	2.7	-
6	1.1	1.1	0.8	0.6
7	3.8	1.0	0.5	-

Tab. 4.9: (a) Prozentuale Häufigkeit, (b) mittlere Mächtigkeit [m], (c) mittlere Intensität [K] und (d) mittlere Feuchteabnahme [g/kg] der Subsidenzinversionen in verschiedenen Druckschichten zwischen 1000 und 600 [hPa] für den gesamten Nordatlantik (NA) und für die einzelnen Gebiete.

Gebiet	total	Typ B	Typ C
NA	61.0	54.8	45.2
1	56.9	53.5	46.5
2	69.4	57.1	42.9
3	74.5	62.9	37.1
4	72.1	61.2	38.8
5	28.9	40.0	60.0
6	54.3	50.9	49.1
7	18.0	56.3	43.7

Tab. 4.8: Prozentuale Häufigkeit der Grenzschichtinversionen (total), der Subsidenzinversionen (Typ B) und der Advektionsinversionen (Typ C) für den gesamten Nordatlantik (NA) und für die einzelnen Gebiete.

a

Typ	N	$\bar{c}_1$	$\bar{c}_2$	$\bar{c}_3$
A	336	0.04	0.02	0.22
B	224	-0.13	-0.40	-0.55
C	154	0.06	0.48	-0.07

b

	$\hat{z}_1$	$\hat{z}_2$	$\hat{z}_3$
A - B	1.96	5.01	9.30
A - C	0.25	4.69	3.11
B - C	1.90	8.05	4.66

Tab. 4.10: (a) Mittlere Hauptkomponenten  $\bar{c}_k$  der ersten drei Ordnungen  $k$  und der Datenumfang  $N$  für drei verschiedene Profilklassen (keine Inversion (A), Subsidenzinversion (B) und Advektionsinversion (C)) und (b) berechnete Prüfgrößen  $\hat{z}_k$  für einen Vergleich der mittleren Hauptkomponenten unterschiedlicher Profilklassen auf der Basis des t-Tests am Beispiel des Gebiets 2.



Gebiet	E				P
	n = 0	n = 1	n = 2	n = 3	
1	4.56 4.56	2.52 2.44	2.04 1.79	2.07 1.39	3.22 -
2	6.28 6.28	3.49 3.32	3.05 2.55	2.64 2.00	4.10 -
3	6.43 6.43	3.90 3.65	3.16 2.73	2.93 2.23	4.28 -
4	8.28 8.28	5.01 4.85	4.27 4.10	4.27 3.41	5.85 -
5	7.27 7.27	4.51 4.40	3.61 3.50	3.61 2.83	7.95 -
6	11.02 11.02	4.97 4.63	3.71 3.26	3.30 2.31	5.90 -
7	5.86 5.86	3.60 3.51	3.04 2.76	3.04 2.20	6.06 -
NA	6.25 -	3.56 -	2.95 -	2.74 -	4.60 -

Tab. 5.1: Die aus der Anwendung des EOF-Modells (oben) resultierenden Approximationsfehler [g/kg] im Vergleich zu denjenigen der Hauptkomponentenanalyse (unten) für verschiedene Approximationen n der EOF-Reihe (E), für die einzelnen Gebiete und für den gesamten Nordatlantik (NA). Zum Vergleich sind auch die Fehler der "power-law"-Methode (P) aufgeführt.

	Gebiet							
	1	2	3	4	5	6	7	NA
	Boden							
P	1.60	2.21	2.02	2.24	4.44	3.30	2.84	2.34
E n=1	0.90	1.33	1.42	1.32	0.90	2.04	0.73	1.25
n=2	0.85	1.48	1.39	1.26	0.89	2.24	0.76	1.30
n=3	0.67	0.91	0.95	1.26	0.89	1.53	0.76	0.91
	1000 - 800 hPa							
P	1.04	1.36	1.30	1.93	2.56	1.97	1.86	1.47
E n=1	0.82	1.10	1.15	1.68	1.23	1.63	1.06	1.12
n=2	0.66	0.96	0.90	1.50	0.93	1.13	0.85	0.92
n=3	0.64	0.78	0.76	1.50	0.93	0.93	0.85	0.81
	800 - 600 hPa							
P	0.70	0.91	1.02	1.32	1.47	1.13	1.23	0.98
E n=1	0.61	0.83	0.97	1.29	1.19	1.09	1.00	0.89
n=2	0.51	0.76	0.85	1.07	1.04	0.87	0.92	0.77
n=3	0.53	0.69	0.80	1.07	1.04	0.82	0.92	0.74
	600 - 400 hPa							
P	0.40	0.59	0.56	0.80	1.33	0.86	1.00	0.67
E n=1	0.38	0.56	0.54	0.73	0.82	0.77	0.67	0.56
n=2	0.29	0.41	0.41	0.63	0.61	0.53	0.52	0.42
n=3	0.30	0.39	0.40	0.63	0.61	0.52	0.52	0.42

**Tab. 5.2: Mittlere RMS-Fehler [g/kg] für das bodennahe Niveau und für verschiedene Druckschichten zwischen 1000 und 400 [hPa] resultierend aus einem Vergleich zwischen den gemessenen und den mit Hilfe des EOF-Modells (E) für verschiedene Approximationen n und der "power-law"-Methode (P) berechneten Feuchteprofilen für die einzelnen Gebiete und für den gesamten Nordatlantik (NA).**

	Gebiet							
	1	2	3	4	5	6	7	NA
	Boden							
P	29.6	29.0	20.2	16.6	25.8	24.5	15.7	19.2
E n=1	16.7	17.4	14.2	9.7	5.2	15.1	4.0	10.3
n=2	15.7	19.4	13.9	9.3	5.2	16.7	4.2	10.7
n=3	12.3	11.9	9.6	9.3	5.2	11.4	4.2	7.5
	1000 - 800 hPa							
P	24.9	23.4	18.0	20.4	19.3	19.1	13.8	16.2
E n=1	19.6	19.0	15.8	17.8	9.3	15.8	7.9	12.3
n=2	15.8	16.6	12.4	15.8	7.0	11.0	6.3	10.1
n=3	15.5	13.5	10.5	15.8	7.0	9.0	6.3	8.9
	800 - 600 hPa							
P	34.5	32.5	30.3	32.2	21.0	22.2	18.6	22.1
E n=1	30.1	29.7	29.0	31.5	16.9	21.4	15.2	20.1
n=2	25.1	27.1	25.4	25.9	14.8	17.1	13.8	17.4
n=3	25.9	24.7	23.8	25.9	14.8	16.2	13.8	16.7
	600 - 400 hPa							
P	56.5	54.3	43.7	50.8	43.9	42.4	34.3	37.2
E n=1	54.3	51.3	41.8	46.8	27.1	38.1	23.1	31.1
n=2	41.5	37.3	31.4	40.2	20.2	26.1	17.8	23.3
n=3	42.5	36.0	30.9	40.2	20.2	25.9	17.8	23.3

Tab. 5.3: Analog zu Tab. 5.1 außer für den relativen Fehler [%].

a	E				P
	n=0	n=1	n=2	n=3	
Boden	2.76	2.11	1.93	1.87	2.58
1000-800	3.02	2.13	1.70	1.69	2.25
800-600	2.13	1.47	1.16	1.15	1.52
600-400	0.99	0.82	0.65	0.65	0.79
<b>b</b>					
Boden	22.6	17.3	15.8	15.3	21.1
1000-800	33.2	23.4	18.7	18.6	24.8
800-600	48.1	33.2	26.2	26.0	34.3
600-400	55.0	45.6	36.1	36.1	43.9

Tab. 5.4: (a) RMS-Fehler [g/kg] und (b) relative Fehler [%] für das bodennahe Niveau und für verschiedene Druckschichten zwischen 1000 und 400 [hPa] resultierend aus einem Vergleich zwischen gemessenen und mit Hilfe des EOF-Modells (E) für verschiedene Approximationen n und der "power-law"-Methode (P) berechneten Feuchteprofilen für ein nordatlantisches Datenkollektiv.

a	E				P
	n=0	n=1	n=2	n=3	
Boden	3.34	1.63	1.31	1.27	2.55
1000-800	3.17	1.67	1.23	1.22	1.86
800-600	2.85	1.42	1.05	1.07	1.44
600-400	1.37	0.75	0.56	0.56	0.71
<b>b</b>					
Boden	27.4	13.4	10.7	10.4	20.9
1000-800	34.9	18.4	13.5	13.4	20.5
800-600	64.3	32.1	23.7	24.2	32.5
600-400	76.1	41.7	31.1	31.1	39.4

Tab. 5.5: Analog zu Tab. 5.4 außer für ein südatlantisches Datenkollektiv.

	E				P
	n=0	n=1	n=2	n=3	
Boden	23.2	18.5	16.0	2.8	31.7
1000-800	24.5	11.6	7.2	5.1	16.0
800-600	11.7	0.9	3.7	4.6	0.4
600-400	9.6	2.2	3.6	3.5	2.0

Tab. 7.1: Prozentuale Häufigkeit von künstlich erzeugten Übersättigungen im bodennahen Niveau und innerhalb verschiedener Druckschichten zwischen 1000 und 400 [hPa] resultierend aus der Anwendung des EOF-Modells (E) für verschiedene Approximationen n und der "power-law"-Methode (P).

	E				P
	n=0	n=1	n=2	n=3	
Boden	1.57	1.05	1.06	0.87	1.55
1000-800	1.84	1.03	0.84	0.78	1.22
800-600	1.62	0.85	0.74	0.72	0.91
600-400	0.78	0.55	0.41	0.41	0.63

Tab. 7.2: RMS-Fehler [g/kg] für das bodennahe Niveau und für verschiedene Druckschichten zwischen 1000 und 400 [hPa] resultierend aus einem Vergleich zwischen gemessenen und mit Hilfe des EOF-Modells (E) für verschiedene Approximationen n und der "power-law"-Methode (P) berechneten und korrigierten Feuchteprofilen für den gesamten Nordatlantik.

Gebiet	M	BIAS	RMS	
		kg/m <sup>2</sup>	kg/m <sup>2</sup>	%
1	127	-0.54	4.71	32.5
2	235	-0.89	4.30	21.1
3	161	-1.44	4.81	19.3
4	18	-1.67	4.19	13.3
5	29	1.54	4.52	9.2
6	10	-0.41	6.11	16.7
7	4	3.59	4.34	9.0

Tab. 8.1: Systematischer Fehler (BIAS), absoluter und relativer RMS-Fehler resultierend aus einem Vergleich zwischen den aus SMMR-Messungen abgeleiteten Werten des Gesamtwasserdampfgehaltes und in-situ-Messungen (FGGE) in den einzelnen Gebieten. M gibt die Anzahl der Vergleichsmessungen an.

a	Gebiet							
	1	2	3	4	5	6	7	NA
	Boden							
P	1.89	2.22	2.92	1.97	5.42	2.55	3.92	2.63
E n=0	1.30	1.62	2.46	1.69	0.76	4.36	1.46	1.88
n=1	1.02	1.26	2.09	1.03	0.68	2.19	1.04	1.49
	1000 - 800 hPa							
P	1.59	1.64	1.92	1.75	3.17	2.06	2.59	1.85
E n=0	1.50	1.83	2.15	2.10	1.64	3.93	1.27	1.92
n=1	1.31	1.34	1.76	1.53	1.40	1.95	1.11	1.50
	800 - 600 hPa							
P	1.02	1.15	1.11	1.23	1.63	1.53	0.69	1.16
E n=0	1.22	1.60	1.55	1.34	1.88	1.66	1.66	1.53
n=1	1.13	1.17	1.16	1.17	1.37	1.49	1.21	1.18
	600 - 400 hPa							
P	0.46	0.63	0.57	0.93	1.43	0.59	0.82	0.66
E n=0	0.50	0.79	0.70	0.78	1.14	0.46	0.86	0.73
n=1	0.48	0.60	0.53	0.78	0.86	0.49	0.46	0.58

b	Gebiet							
	1	2	3	4	5	6	7	NA
	Boden							
P	34.9	29.1	29.2	14.5	31.5	18.9	21.7	21.6
E n=0	24.0	21.2	24.6	12.5	4.4	32.4	8.1	15.4
n=1	18.9	16.5	20.9	7.6	4.0	16.3	5.8	12.2
	1000 - 800 hPa							
P	38.2	28.3	26.6	18.5	24.0	20.0	19.2	20.4
E n=0	36.1	31.6	29.7	22.2	12.4	38.2	9.4	21.1
n=1	31.5	23.1	24.3	16.2	10.6	19.0	8.3	16.5
	800 - 600 hPa							
P	50.2	41.2	33.1	29.9	23.2	30.1	10.4	26.2
E n=0	60.1	57.3	46.3	32.6	26.8	32.7	25.1	34.5
n=1	55.7	41.9	34.6	28.5	19.5	29.3	18.3	26.6
	600 - 400 hPa							
P	65.7	57.8	44.2	59.2	47.2	29.2	28.3	36.7
E n=0	71.4	72.5	54.3	49.7	37.6	22.8	29.7	40.6
n=1	68.6	55.1	41.1	49.7	28.4	24.3	15.9	32.2

Tab. 8.2: (a) Absolute [g/kg] und (b) relative RMS-Fehler [%] am Boden und in verschiedenen Druckschichten resultierend aus einem Vergleich zwischen in-situ-Messungen (FGGE) und der aus SMMR-Daten berechneten spezifischen Feuchte unter Anwendung der EOF-Approximation nullter ( $n = 0$ ) und erster ( $n = 1$ ) Ordnung und der "power-law"-Methode.



## Danksagung

Meinem Doktorvater, Herrn Professor Dr. E. Ruprecht, danke ich für viele Diskussionen und für die Betreuung dieser Dissertation.

Ich danke Herrn Professor Dr. L. Hasse und Dr. C. Simmer für viele anregende und fruchtbare Gespräche. Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. H. Fechner aufgrund vieler klärender und richtungsweisender Diskussionen über EOF's. Frauke Nevoigt fertigte den überwiegenden Teil der Abbildungen in dieser Arbeit an. Ich möchte mich bei ihr für die sehr gute Ausführung dieser graphischen Arbeiten besonders bedanken. Weiterhin gilt mein Dank den Sekretärinnen Frau Meyer und Frau Michaelis für die gute Zusammenarbeit.

Abschließend sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt, die diese Arbeit im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 133 "Warmwassersphäre des Atlantiks" finanziell unterstützt hat.

BERICHTE AUS DEM INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten

- 1 (1973) FECHNER, H. Orthogonale Vektorfunktionen zur stetigen Darstellung von meteorologischen Feldern auf der Kugeloberfläche
- 2 (1974) SPETH, P. Mittlere Meridionalschnitte der verfügbaren potentiellen Energie für jeden Januar und Juli aus dem Zeitraum 1967 bis 1972
- 3 (1974) SPETH, P. Mittlere Horizontalverteilungen der Temperatur und der verfügbaren potentiellen Energie und mittlere Meridionalschnitte der Temperatur für jeden Januar und Juli aus dem Zeitraum 1967 bis 1972
- 4 (1974) DEFANT, Fr. Das Anfangstadium der Entwicklung einer baroklinen Wellenstörung in einem baroklinen Grundstrom
- 5 (1974) FECHNER, H. Darstellung des Geopotentials der 500 mb-Fläche der winterlichen Nordhalbkugel durch natürliche Orthogonalfunktionen
- 7 (1974) SPETH, P. Die Veränderlichkeit der atmosphärischen Zirkulation, dargestellt mit Hilfe energetischer Größen
- 8 (1975) SKADE, H. Eine aerologische Klimatologie der Ostsee. Teil I - Textband
- 9 (1975) SKADE, H. Eine aerologische Klimatologie der Ostsee. Teil II - Abbildungsband
- 10 (1975) MÜLLER, H. Bestimmungstafeln für die Fischparasiten der Kieler Bucht
- 11 (1975) KEUNECKE, K.H.,  
KOH, H.,  
KRAUSS, W.,  
MIOGA, G.,  
SCHOTT, F.,  
SPETH, P.,  
WILLEBRAND, J.,  
ZENK, W. Baltic 75 - Physikalischer Teil  
Messungen des IfM, der FWG und der DFVLR
- 13 (1975) RUMOHR, H. Der Einfluß von Temperatur und Salinität auf das Wachstum und die Geschlechtsreife von nutzbaren Knochenfischen (Eine Literaturstudie)
- 14 (1975) PULS, K.E.,  
MEINCKE, J. General Atmospheric Circulation and Weather Conditions in the Greenland-Scotland Area for August and September 1973
- 15 (1975) MÜLLER, H. Bibliography on parasites and diseases of marine fishes from North Sea and Baltic Sea
- 16 (1975) LÜBE, D. Schwermetall-Kontamination von Phytoplankton unter natürlichen Verhältnissen und in Laborkulturen
- 17 (1976) BEHR, H.D. Untersuchungen zum Jahresgang des atmosphärischen Wärmehaushalts für das Gebiet der Ostsee. Teil I - Textband
- 18 (1976) BEHR, H.D. Untersuchungen zum Jahresgang des atmosphärischen Wärmehaushalts für das Gebiet der Ostsee. Teil II - Abbildungsband
- 19 (1976) BROCKMANN, Ch.,  
MEINCKE, J.,  
PETERS, H.,  
SIEDLER, G.,  
ZENK, W. GATE - Oceanographic Activities on FRG-Research Vessels
- 20a (1977) WILLEBRAND, J.,  
MÖLLER, P.,  
20b OLBERS, D.J. Inverse Analysis of the Trimooored Internal Wave Experiment (IWEX)  
Part 1  
Part 2
- 21 (1976) MÜLLER, H. Die Biologie des Flachwassers vor der westdeutschen Ostseeküste und ihre Beeinflussung durch die Temperatur - eine Literaturstudie
- 22 (1976) PETERS, H. GATE - CTD Data measured on the F.R.G. Ships Shipboard Operations-Calibration-Editing
- 23 (1976) KOLTERMANN, K.P.,  
MEINCKE, J.,  
MÖLLER, T. Overflow '73 - Data Report 'Meteor' and 'Meerkatze 2'
- 24 (1976) LIEBING, H. Grundlagen zur objektiven Ermittlung eines Bodenluftdruckfeldes für ein begrenztes Gebiet (Ostsee)
- 25 (1976) SIMONS, T.J. Topographic and Baroclinic Circulations in the Southwest Baltic
- 26 (1976) KIELMANN, J.,  
HOLTORFF, J.,  
REIMER, U. Data Report Baltic '75
- 27 (1976) BEHRENDT, J. Der Zusammenhang zwischen wahrem und geostrophischem Wind über der Ostsee während "Baltic '75"

- 28 (1977) DEFANT, Fr.,  
SPETH, P. Zwischenbericht der Arbeitsgruppe "Diagnose Empirischer Felder der Allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation" im Schwerpunkt "Energiehaushalt und Zirkulation der Atmosphäre" der Deutschen Forschungsgemeinschaft
- 29 (1977) MEINCKE, J. Measurements of Currents and Stratification by FRV "Anton Dohrn" during the GATE Equatorial Experiment
- 30 (1977) SANFORD, Th. Design Concepts for a Shallow Water Velocity Profiler and a Discussion of a Profiler Based on the Principles of Geomagnetic Induction
- 31 (1977) MÜLLER, H. Indexed bibliography on parasites and diseases of marine fish from North Sea and Baltic Sea (2nd edition)
- 32 (1977) BROCKMANN, Ch.,  
HUGHES, P.,  
TOMCZAK, M. Data Report on Currents, Winds and Stratification in the NW African Upwelling Region during early 1975
- 33 (1977) SIERTS, H.W. Meteorologische Einflüsse auf das Auftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika
- 34 (1977) CUBASCH, U. Spektren des Windes über Land und über Meer im Periodenbereich von 1 Minute bis 1 Tag
- 35 (1977) KAMINSKI, U. Klassifikation der Wetterlagen über dem Wetterschiff - C - durch vertikale natürliche Orthogonalfunktionen
- 36 (1977) JECKSTRÖM, W. Eine Entwicklung des Geopotentialfeldes der 500 mb-Fläche im Winter der Nordhalbkugel in natürliche Orthogonalfunktionen und eine Interpretation der Ergebnisse im Zusammenhang mit tatsächlichen synoptischen groß-skaligen Wetterlagen
- 37 (1977) CLAUSS, E.,  
HESSLER, G.,  
SPETH, P.,  
UHLIG, K. Datendokumentation zum meteorologischen Meßprojekt 1976
- 38 (1977) KIRK, E. Objektive Analysen meteorologischer Parameter über der Kieler Bucht
- 40 (1978) OSTHAUS, A.,  
SPETH, P. Large-scale horizontal fluxes of sensible energy and of momentum caused by mean standing eddies for each January and July of the period 1967 until 1976
- 41 (1978) SPETH, P. Mean meridional cross-sections of the available potential energy for each January and July of the period 1973 until 1976
- 42 (1978) SPETH, P. Mean meridional cross-sections of the available potential energy for each April and October of the period 1967 until 1976
- 43 (1978) SPETH, P. Mean horizontal fields of temperature available potential energy and mean meridional cross-sections of temperature for each January and July of the period 1967 until 1976
- 44 (1978) FECHNER, H. Darstellung meteorologischer Felder mit endlichem Definitionsgebiet durch Reihen orthogonaler Funktionen
- 45 (1978) RIECKE, W. In der Meteorologie benutzte objektive horizontale Analysenverfahren im Hinblick auf die Anwendung bei wissenschaftlichen Untersuchungen
- 46 (1978) OSTHAUS, A. Die Struktur der stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im Januar und Juli und die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls
- 47 (1978) CORNUS, H.-P. Untersuchungen zu Deckschichtänderungen und zur Anwendbarkeit eindimensionaler Deckschichtmodelle im äquatorialen Atlantik während GATE 1974
- 48 (1978) WÖRNER, F.G.,  
KÖHN, A. Liste der Mikronekton- und Zooplanktonfänge der Deutschen Antarktis-Expedition 1975/76
- 49 (1978) DETLEFSEN, H. Wasseroberflächentemperaturen und Luftdruckdifferenzen im Auftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika von 1969-1976
- 50 (1978) MENGELKAMP, H.-T. Wind-, Temperatur- und Feuchteprofile über der Ostsee während des Meßprojektes "Kieler Bucht" 1976
- 51 (1978) BROCKMANN, C.,  
FAHRBACH, E.,  
URQUIZO, W. ESACAN - Data report
- 52 (1978) STROFING, R. Die Struktur der atmosphärischen Temperatur- und Geopotentialwellen und die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls während eines viertel-jährigen Winterzeitraums November 1967 - Januar 1968
- 53 (1978) SPETH, P. Mean horizontal fields of temperature and geopotential height for each January, April, July and October for the period 1967 - 1976
- 54 (1978) KREY, J.(+),  
BABENERD, B.,  
LENZ, J. Beobachtungen zur Produktionsbiologie des Planktons in der Kieler Bucht: 1957-1975 - 1. Datenband
- 55 (1978) PAULY, D. A preliminary compilation of fish length growth parameters
- 56 (1978) WITTSTOCK, R.-R. Vergleich der aus Temperatur- und Dichtefluktuationen berechneten Vertikalgeschwindigkeit im GATE-Gebiet

- 57 (1978) STRUVE, S. Transport und Vermischung einer passiven Beimengung in einem Medium mit einem vorgegebenen Geschwindigkeitsfeld
- 58 (1978) MÜLLER, H. Effects of Power Plant Cooling on Aquatic Biota - An Indexed Bibliography -
- 59 (1978) JAMES, R.,  
WÖRNER, F.G. Results of the Sorting of the Mikronekton and Zooplankton  
Material sampled by the German Antarctic Expedition 1975/76
- 60 (1978) WÖRNER, F.G. Liste der Mikronekton- und Zooplanktonfänge der 2. Deutschen Antarktis-Expedition  
1977/78
- 61 (1978) SCHWEIMER, M. Physikalisch-ozeanographische Parameter in der westlichen Ostsee  
- Eine Literaturstudie -
- 62 (1979) MÖLLER, T.J.,  
MEINCKE, J.,  
BECKER, G.A. Overflow '73: The Distribution of Water Masses on the Greenland-Scotland Ridge in  
August/September 1973 - A Data Report -
- 63 (1979) PAULY, D. Gill size and temperature as governing factors in fish growth: a generalization of von  
Bertalanffy's growth formula
- 64 (1979) WÖBBER, C. Die zweidimensionalen Seiches der Ostsee
- 65 (1979) KILS, U. Schwimmverhalten, Schwimmleistung und Energiebilanz des antarktischen Krills, *Euphausia  
superba* - Ergebnisse der zweiten deutschen Antarktis-Expedition des "FFS Walther Herwig"  
im Südsommer 1977/78
- 66 (1979) KREMLING, K.,  
OTTO, C.,  
PETERSEN, H. Spurenmetall-Untersuchungen in den Förden der Kieler Bucht - Datenbericht von 1977/78
- 67 (1979) RHEINHEIMER, G. Mikrobiologisch-ökologische Untersuchungen in verschiedenen Flüssen Schleswig-Holsteins  
- Daten -
- 68 (1979) KNOLL, M. Zur Wärmebilanz der ozeanischen Deckschicht im GATE-Gebiet
- 69 (1979) ZENK, W.,  
SCHAUER, U.,  
PETERSOHN, U.,  
MITTELSTADT, R.U. Bodenströmungen und Schichtungsverhältnisse in der nördlichen Kieler Bucht im März 1978
- 70 (1979) REDELL, R.-D. Winderzeugte Trägheitsbewegungen und Energiekorrelationen interner Wellen im tropischen  
Atlantik
- 72 (1979) HERRMANNSEN, U. Energiespektren von Temperatur, Geopotential und Wind an ausgewählten Gitterpunkten des  
DWD-Gitternetzes der Nordhalbkugel
- 73 (1979) PERKUHN, J. Spektrale Betrachtung der groß-skaligen Transporte von sensibler Energie und Drehimpuls  
an ausgewählten Gitterpunkten des DWD-Gitternetzes der Nordhemisphäre
- 74 (1979) VOGL, Ch. Die Struktur der stehenden Temperatur- und Geopotentialwellen im April und Oktober und  
die durch sie hervorgerufenen Transporte von sensibler Energie und Drehimpulse
- 75 (1980) NIELAND, H. Die Nahrung von Sardinen, Sardinellen und Maifischen vor der Westküste Afrikas
- 76 (1980) DAMM, U. Langfristige Veränderungen in der Verbreitung von Nordseefischen, untersucht durch  
Korrelations- und Varianzanalyse
- 77 (1980) DAUB, P. Wind-, Temperatur- und Feuchteprofile über der Kieler Bucht im Zeitraum April bis  
Oktober 1977
- 78 (1980) EBBRECHT, H.-G. Die verfügbare potentielle Energie des Planetarischen Wirbels und ihre jährliche  
Variation
- 79 (1980) WOSNITZA-MENDO, C. Zur Populationsdynamik und Ökologie von *Tilapia rendalli* (Bigr.) im Lago Sauce (Peru)
- 80 (1981) ZEITZSCHEL, B.,  
ZENK, W. ANTARKTIS 80/81, Beobachtungen und erste Ergebnisse der "Meteor"-Reise 56 aus der  
Scotia-See und der Bransfield-Straße im November/Dezember 1980 (ANT I): ein nautischer  
und wissenschaftlicher Bericht
- 81 (1981) STRUNK, H.A. Die kinetische Energie des planetarischen Wirbels und ihre jährliche Variation
- 82 (1981) PETERS, H. Zur Kinematik eines stochastischen Feldes interner Wellen in einer Scherströmung
- 83 (1981) WILLEBRAND, J. Zur Erzeugung großräumiger Ozeanischer Strömungsschwankungen in mittleren Breiten durch  
veränderliche Windfelder
- 84 (1981) STRAMMA, L. Die Bestimmung der Dynamischen Topographie aus Temperaturdaten aus dem Nordostatlantik
- 85 (1981) BAUERLE, E. Die Eigenschwingungen abgeschlossener, zweigeschichteter Wasserbecken bei variabler  
Bodentopographie
- 86 (1981) MÜLLER, H. Feldführer zur Diagnose der Fischkrankheiten und wichtigsten Fischparasiten in Nord- und  
Ostsee
- 87a (1981) KIELMANN, J. Grundlagen und Anwendung eines numerischen Modells der geschichteten Ostsee  
- Teil 1 -
- 87b (1981) KIELMANN, J. - Teil 2 - (Anhang, Literatur, Abbildungen)

- 88 (1981) WOODS, J.D. The GATE Lagrangian Batfish Experiment - Summary Report -
- 89 (1981) LEACH, H., The GATE Lagrangian Batfish Experiment - Data Report -  
MINNETT, P.J.
- 90 (1981) MÖLLER, T.J. Current and temperature measurements in the North-East Atlantic during NEADS  
- a data report
- 91 (1981) LUPATSCH, J., Der Zustand der Fischbestände in der Schlei und die Entwicklung der Fischerei im Zeit-  
NELLEN, W. raum 1962 - 1981
- 92 (1981) HESSLER, G. Untersuchung bodennaher Temperatur- und Windfelder im Übergangsbereich Land-See am  
Beispiel der Kieler Bucht
- 93 (1981) STEINHAGEN- Fucus vesiculosus als Schwermetall-Bioakkumulator - Der Einfluß von Temperatur, Salz-  
SCHNEIDER, G. gehalt und Metallkombination auf die Inkorporationsleistung
- 94 (1982) RIEGER, K.-W. Die räumliche und zeitliche Veränderlichkeit des meridionalen Transportes sensibler  
Energie im 850 und 200 mb-Niveau während eines Jahre (1975)  
- Teil 1 - Textband  
- Teil 2 - Abbildungsband
- 95 (1982) MYDLA, B. Longitudinale und zeitliche Veränderlichkeit des durch stehende und wandernde Wellen  
getätigten meridionalen Transportes von relativem Drehimpuls im 200 und 500 mb-Niveau in  
der Breitenzone von 20° bis 60°N während des Jahres 1975  
- Teil 1 - Textband  
- Teil 2 - Abbildungsband
- 96 (1982) WILLENBRINK, E. Wassermassenanalyse im tropischen und subtropischen Nordostatlantik
- 97 (1982) HORCH, A., CTD Measurements Made From F.S. POSEIDON During JASIN 1978  
MINNETT, P., - A Data Report -  
WOODS, J.D.
- 98 (1982) ASTHEIMER, H. Die Variabilität der Phytoplanktonschichtung in driftenden Wasserkörpern. Untersuchungen  
aus dem Skagerrak, Kattegat und Bornholm-Becken im März 1979
- 99 (1982) QUADFASEL, D. Über den Monsunresponse der Zirkulation im westlichen äquatorialen Indischen Ozean
- 100 (1982) LEACH, A. Spektrale Untersuchungen des Geopotentials und des Geostrophischen Windes im 200 mb-  
Niveau und Parametrisierung von großturbulentem meridionalen Drehimpulstransport
- 101 (1982) SIEDLER, G. SI-Einheiten in der Ozeanographie
- 102 (1982) STRUYE-BLANCK, S. Die Strömungen in der Kieler Bucht
- 103 (1982) KXSE, R., CTD-Data from the North Canary Basin - "Poseidon" Cruise 86/2 -  
RATHLEV, J. 26 March - 13 April, 1982
- 104 (1982) KRAUSS, W., A detailed description of a semispectral model on the  $\beta$ -plane  
WÖBBER, Ch.
- 105 (1982) SCHAUER, U. Zur Bestimmung der Schubspannung am Meeresboden aus der mittleren Strömung
- 106 (1983) HORSTMANN, U. Distribution patterns of temperature and watercolour in the Baltic Sea as recorded in  
satellite images: Indicators for phytoplankton growth
- 107 (1982) WITTSTOCK, R.-R. Zu den Ursachen bodennaher Strömungsschwankungen in der nordöstlichen Kieler Bucht
- 108 (1982) SCHRÖDER, M. Das statische Verhalten von Einpunktverankerungen bei Anströmung
- 109 (1982) BREITENBACH, J., Anleitung für Benutzer des Rechenprogramms STASIP (statics of single-point moorings)  
SCHRÖDER, M.
- 110 (1983) BAUERFEIND, E., Planctological and chemical data from the Atlantic at 22°W obtained in February to  
BOJE, R., June 1979 ("FGGE-Equator '79")  
FAHRBACH, E.,  
LENZ, J.  
MEYERHÖFER, M.,  
ROLKE, M.
- 111 (1983) SY, A. Warmwassersphäre - Handling and Processing of Hydrographic Data -  
- Technical Report -
- 112 (1983) KETZLER, C. Zur Kinematik der Gezeiten im Rockall-Gebiet
- 113 (1983) FAHRBACH, E. Transportprozesse im zentralen äquatorialen Atlantik und ihr Einfluß auf den Wärme-  
inhalt
- 114 (1983) MÖLLER, T.J., Some Eulerian current measurements and XBT-sections from the North East Atlantic  
ZENK, W. - October 1980 - March 1982 - A Data Report -
- 115 (1983) VIEHOFF, Th. Bestimmung der Meeresoberflächentemperatur mittels hochauflösender Infrarot-Satelliten-  
messungen
- 116 (1983) HILLER, W., Objective analysis of hydrographic data sets from mesoscale surveys  
KXSE, R.H.

- 117 (1983) PRICE, J.M. Historic hydrographic and meteorological data from the North Atlantic and some derived quantities
- 118 (1983) FAHRBACH, E., KRAUSS, W.,  
119 (1983) MEINCKE, J., SY, A. Nordostatlantik '81 - Data Report -  
Nordostatlantik '82 - Data Report -
- 120 (1983) HORCH, A., BARKMANN, W.,  
WOODS, J.D. Die Erwärmung des Ozeans hervorgerufen durch solare Strahlungsenergie
- 121 (1983) SINN, M. Berechnung der solaren Bestrahlung einer Kugel sowie des menschlichen Körpers aus Werten der Global- und Himmelsstrahlung
- 122 (1984) ASMUS, H. Freilanduntersuchungen zur Sekundärproduktion und Respiration benthischer Gemeinschaften im Wattenmeer der Nordsee
- 123 (1984) BREY, Th. Gemeinschaftsstrukturen, Abundanz, Biomasse und Produktion des Makrozoobenthos sandiger Böden der Kieler Bucht in 5 - 10 m Wassertiefe
- 124 (1984) KREMLING, K., WENCK, A. Chemical Data from the NW African Upwelling Region ("Auftrieb '75" and "Ostatlantik-Biozirkel 1983")
- 125 (1984) STRAMMA, L. Wassermassenausbreitung in der Warmwassersphäre des subtropischen Nordostatlantiks
- 126 (1984) JÄGER, T., NELLEN, W.,  
SELL, H. Beleuchtete Netzgehegeanlagen zur Aufzucht von Fischbrut bis zur Setzlingsgröße - Eine Bauanleitung und Aufzuchtbeschreibung -
- 127 (1984) MÖLLER, T.J. Eulerian Current Measurements from the North East Atlantic - March 1982 - October 1983 - A Data Report -
- 128 (1984) WOODS, J.D. The Warmwatersphere of the Northeast Atlantic - A Miscellany -
- 128 (1987) WOODS, J.D. The Warmwatersphere of the Northeast Atlantic - A Miscellany - (second, expanded edition)
- 129 (1984) FINKE, M. Messungen zum Widerstandsbeiwert von Verankerungskomponenten
- 130 (1984) GERLACH, S.A. Oxygen Depletion 1980 - 1983 in Coastal Waters of the Federal Republic of Germany. First Report of the Working Group "Eutrophication of the North Sea and the Baltic"
- 131 (1984) ASMUS, R. Benthische und pelagische Primärproduktion und Nährsalzbilanz Eine Freilanduntersuchung im Watt der Nordsee
- 132 (1984) BAUER, J., WOODS, J.D. Isopycnic Atlas of the North Atlantic Ocean - monthly mean maps and sections -
- 133 (1984) KNOLL, M. Feinstrukturen in der jahreszeitlichen Sprungschicht im JASIN-Gebiet
- 134 (1984) FAHRBACH, E., KRAUSS, W.,  
MEINCKE, J., SY, A. Nordostatlantik '83 - Data Report -
- 135 (1984) SAURE, G. Verhalten der Freifallprofilsonde FPS
- 136 (1984) FIEDLER, M., TEMMING, A.,  
WEIGELT, M. Eine Analyse der fischereibiologischen und fischereilichen Verhältnisse in einem für die Ölförderung genutzten Offshore-Bereich des deutschen Ostseegebietes
- 137 (1985) BÜNING, C. Eine Untersuchung der Dynamik der windgetriebenen ozeanischen Zirkulation mit einem wirbelauflösenden barotropen Modell
- 138 (1985) WEIGELT, M. Auswirkungen des Sauerstoffmangels 1981 auf Makrozoobenthos und Bodenfische in der Kieler Bucht
- 139 (1985) BREITENBACH, J., ZENK, W.,  
DASCH, W., WITTSTOCK, R.-R.,  
SCHLOSSER, P. A compilation of hydrographic data from the Canary Basin, October to November 1983
- 140 (1985) LENZ, J., SCHNEIDER, G.,  
ELBRÄCHTER, M., FRITSCHÉ, P.,  
JOHANNSEN, H., WEISSE, T. Hydrographic, chemical, and planktological data from the North-West-African upwelling area, obtained from february to april 1983 (OSTATLANTIC-BIOZIRKEL)
- 141 (1985) ÖSTERROHT, C., WENCK, A.,  
KREMLING, K., GÖCKE, K. Chemical planktological and microbiological investigations at an anchor station in Kiel Bight during 1981/82

- 142 (1985) ENNENGA, U. Objektive Analyse aktueller Wind- und Druckfelder über dem Nordatlantik
- 143 (1985) BAUER, J., FISCHER, J., LEACH, H., WOODS, J.D. SEA ROVER Data Report I - North Atlantic Summer 1981 - NOA '81 -
- 144 (1985) WEISSE, Th. Die Biomasse und Stoffwechselaktivität des Mikro- und Mesozooplanktons in der Ostsee
- 145 (1985) NIESSLBECK, P., VOIGT, M., KIM, S.J., BOLMS, G., HOPPE, H.-G. Auswirkungen von Salzgehalts- und Temperaturänderungen auf die Extrazelluläre Enzymaktivität marin-pelagischer Mikroorganismen
- 146 (1985) FAHRBACH, E., KRAUSS, W., MEINCKE, J., SY, A. Nordatlantik '84 - Data Report -
- 147 (1985) PAULY, D. Zur Fischereibiologie tropischer Nutztiere - Eine Bestandsaufnahme von Konzepten und Methoden -
- 148 (1985) BABENERD, B., ZEITZSCHEL, B. Trends für eintragsrelevante Faktoren und für die Nährsalzkonzentrationen im Wasser der Kieler Bucht  
- Ein Beitrag zur Erforschung der Eutrophierung der Nord- und Ostsee -
- 149 (1986) BREY, T., PAULY, D. Electronic Length Frequency Analysis - A User's Guide to ELEFAN 0, 1 AND 2 (Revised and Expanded Version)
- 150 (1985) LIPPERT, A. Erzeugung niederfrequenter ozeanischer Variabilität durch fluktuierende Windfelder
- 151 (1986) ZARKESCHWARI, N. Fische als Fischräuber, dargestellt an der Nahrung demersaler Fische der Nordsee
- 152 (1986) STIENEN, Ch. Die Phytoplanktonentwicklung in Abhängigkeit von der Nährsalzkonzentration  
Ein Vergleich zwischen Kieler Förde und Kieler Bucht
- 153 (1986) BAUER, E. Isopyknische und diapyknische Ausbreitungsvorgänge im tropischen und subtropischen Nordatlantik
- 154 (1986) AMBAR, I. et al. (TOPOGULF GROUP) TOPOGULF - A joint programme initiated by IFREMER, Brest (France) - IFM, Kiel (W.Germany)  
- Data Report -
- 155 (1986) DICKE, M. Vertikale Austauschkoefizienten und Porenwasserfluß an der Sediment/Wasser-Grenzfläche
- 156 (1986) ONKEN, R. Numerische Simulation der Erzeugung und Instabilität mesoskaliger Fronten  
Numerical Simulation of the Generation and Instability of Mesoscale Fronts
- 157 (1986) WENZEL, M.K.CH. Die mittlere Zirkulation des Nordatlantik auf der Grundlage klimatologischer hydrographischer Daten
- 158 (1986) BARTHEL, K.-G. Die Stellung dominanter Copepoden-Arten im Nahrungsgefüge typischer Wasserkörper der Grönland-See
- 159 (1986) WOBBER, Ch. Ein numerisches Modell zur Untersuchung barokliner Rossby-Wellen im Nordatlantik
- 160 (1987) ISEMER, H.-J. Optimierte Parametrisierungen der klimatologischen Energie- und Impulsflüsse an der Oberfläche des Nordatlantik
- 160a (1987) ISEMER, H.-J. The Bunker Climate Atlas of the North Atlantic Ocean - a technical description of the data tape -
- 161 (1987) SCHLOSSEL, P. Infrarotfernerkundung von Oberflächentemperaturen sowie atmosphärischen Temperatur- und Wasserdampfstrukturen
- 162 (1987) VIEHOFF, Th. Bestimmung mesoskaliger Variabilitäten der Oberflächentemperatur und der Attenuation im Nordatlantik aus Satellitenmessungen
- 163 (1986) KILS, U. Verhaltensphysiologische Untersuchungen an pelagischen Schwärmen  
Schwarmbildung als Strategie zur Orientierung in Umwelt-Gradienten  
Bedeutung der Schwarmbildung in der Aquakultur
- 164 (1987) FISCHER, J. Struktur und Dynamik einer mesoskaligen Front im Wirbelfeld des Nordatlantischen Stromes
- 165 (1987) STAMMER, D., WOODS, J.D. Isopycnic Potential Vorticity Atlas of the North Atlantic Ocean  
- monthly mean maps -
- 166 (1987) MÖLLER, T.J., FINKE, M., DASCH, W., WITTSTOCK, R.-R. Hydrographic and current measurements in the North-East Atlantic Ocean  
Data Report F.S. Meteor Cruises 69/5 and 69/6 October to November 1984
- 167 (1987) BECKMANN, A. Die Modellierung mesoskaliger quasigeostrophischer Instabilität
- 168 (1987) ROLKE, M. Ein Verfahren zur Auswertung von Zooplanktonfeldproben mittels der quantitativen automatischen Bildanalyse am Beispiel von Material der "Meteor"-Äquatorexpedition 1979"

- 169 (1987) STEGMANN, P.M. Untersuchungen zur Variabilität der sonnenlichtangeregten Fluoreszenz von Phytoplankton in der Ostsee im Hinblick auf Fernerkundung
- 170 (1987) MÖLLER, T.J. Analyse niederfrequenter Strömungsschwankungen im Nordostatlantik
- 171 (1987) BARKMANN, W. Der Einfluß der Wärmebilanz auf die Struktur der saisonalen Grenzschicht
- 172 (1988) FINKE, M. Zirkulation und Rossbywellen im Kanarenbecken
- 173 (1987) SIEDLER, G.  
SCHMICKLER, H.  
MÖLLER, T.J.  
SCHENKE, H.W.  
ZENK, W. Forschungsschiff METEOR, Reise Nr. 4  
Kapverden-Expedition, Oktober - Dezember 1986
- 174 (1987) SCHNEIDER, G.  
LENZ, J. Die Bedeutung der Größenstruktur und des Stoffumsatzes des Zooplanktons für den Energie-transfer im pelagischen Ökosystem der Auftriebsregion vor NW-Afrika
- 175 (1987) LEACH, H.  
DIDDEN, N.  
FIEKAS, V.  
FISCHER, F.  
HORCH, A.  
WOODS, J. SEA ROVER Data Report II - North Atlantic Summer 1983 - NOA '83 -
- 176 (1987) WEIGELT, M. Auswirkungen von Sauerstoffmangel auf die Bodenfauna der Kieler Bucht
- 177 (1988) BREY, TH.  
SORIANO, M.  
PAULY, D. Electronic length frequency analysis. A revised and expanded user's guide to elefan 0, 1 and 2 (2nd Edition)
- 178 (1988) HALBEISEN, H.-W.† Bestimmungsschlüssel für Fischlarven der Nordsee und angrenzender Gebiete  
In der Oberar-  
beitung von  
SCHÜFFER, W.
- 179 (1988) GERDES, R. Die Rolle der Dichtediffusion in numerischen Modellen der nordatlantischen Zirkulation
- 180 (1988) LENZ, J.  
SCHNEIDER, G.  
EL HAG, A.G.D.  
GRADINGER, R.  
FRITSCHÉ, P.  
MOIGIS, A.  
PILLEN, T.  
ROLKE, M.  
WEISSE, T. Planktological data from the central Red Sea and the Gulf of Aden  
(R.V. "Meteor", cruise No. 5/2, January - March 1987)
- 181 (1988) SIEDLER, G.  
BLOBAUM, H.  
KOY, U.  
MEYER, P.  
ZENK, W.  
ZWIERZ, M. Schwankungen des Wärmehalts der Warmwassersphäre im Nordatlantik, Meßprogramm 1984 - 1986
- 182 (1988) HÖTTEL, M. Zur Bedeutung der Macrofauna für die Nährsalzprofile im Wattsediment
- 183 (1988) ABELE, D. Carotinoide als biogene Marker für benthische Makroalgen im Sediment der Kieler Bucht
- 184 (1988) MÖLLER, T.J.  
SIEDLER, G.  
ZENK, W. Forschungsschiff METEOR Reise Nr. 6. ATLANTIK 87/88, Fahrtabschnitte Nr. 1 - 3,  
Oktober - Dezember 1987
- 185 (1988) BUCHHOLZ, F. Zur Lebensweise des antarktischen und des nordischen Krills, Euphausia superba und Meganyctiphanes norvegica.
- 186 (1988) BREY, TH. Der Einfluß physikalischer und biologischer Faktoren auf Struktur und Dynamik der Sublitoralen Macoma-Gemeinschaft der Kieler Bucht.
- 187 (1989) STRASS, V. Physikalisch kontrollierte saisonale und horizontale Variabilität von Chlorophyllprofilen.  
- Ergebnisse hydrographisch-optischer Schnitte zwischen den Azoren und Grönland.
- 188 (1989) ABTEILUNG  
MARINE  
MIKROBIOLOGIE  
INSTITUT FOR  
MEERESKUNDE Forschungen der Abteilung Marine Mikrobiologie des Instituts für Meereskunde an der  
Universität Kiel 1964 - 1989
- 189 (1989) TEMMING, A. Biologie und Populationsdynamik der Kliesche (Limanda limanda L.) in der Ostsee
- 190 (1989) NACKE, G. Ableitung der Bodenalbido aus METEOSAT-Daten
- 191 (1990) SICH, H. Die benthische Ciliatenfauna bei Gabelsflach (Kieler Bucht) und deren Beeinflussung durch  
Bakterien - Eine Studie über Menge, Biomasse, Produktion, Bakterieningestion und Ultrastruktur  
von Mikroorganismen -
- 192 (1990) PASSOW, U. Vertikalverteilung und Sedimentation von Phytoplanktonarten in der mittleren Ostsee während des  
Frühjahres 1986



- 193 (1990) EVERSBERG, U.      Abbau und Akkumulation von organischer Substanz in den Sedimenten der Kieler Bucht
- 194 (1990) MAROTZKE, J.      Instabilities and Multiple Equilibria of the Thermohaline Circulation
- 195 (1990) JOCHEM, F.      Zur Struktur und Dynamik autotropher Ultraplankton-Gemeinschaften in marinen Warmwasser-Ökosystemen.
- 196 (1990) GRADINGER, R.      Zur Bedeutung des Pico- und Nanoplanktons in polaren Regionen am Beispiel der Grönländischen See.
- 197 (1990) SCHULZ, D.      Chlorbiphenyle im Meerwasser des Nordatlantiks und der Nordsee - Zur Problematik der Bestimmung und Aufarbeitung von Chlorbiphenylen.
- 198 (1990) WAGNER, D.      Ein semi-statistisches Verfahren zur Fernerkundung von troposphärischen Wasserdampfprofilen über dem Ozean.